

DISTRIBUZIONE E FACIES DEI SEDIMENTI NEOGENICI NEL BACINO CROTONESE (1)

Al bordo orientale della Sila si osservano, trasgressivi sul cristallino, sedimenti di età compresa tra il Miocene medio e il Pleistocene. I sedimenti mediomiocenici sono continui lungo tutto il bordo silano, mentre i sedimenti messiniani e pliocenici sono distinti in due diverse aree di sedimentazione; l'area più meridionale è denominata Bacino Crotonese. In questo si distinguono tre cicli sedimentari. Il più basso, di età mediomiocenica-messiniana, inizia con la trasgressione elveziano-tortoniana (Formazione di S. Nicola e Argilla marnosa del Ponda) e termina con il prosciugamento del bacino dovuto al ciclo evaporitico (Tripoli e Formazione evaporitica inferiore). Il secondo ciclo inizia con i sedimenti evaporitici più recenti (Formazione detritico salina e Formazione evaporitica superiore) e si chiude per riempimento del bacino nel Pliocene inferiore (Conglomerato delle Carvane, Marna argillosa dei Cavalieri e Molassa di Zinga). Il terzo ciclo, formato esclusivamente da sedimenti detritici, ha inizio nel Pliocene medio e termina nel Calabriano o Siciliano (Molassa di S. Mauro).

Le formazioni che rappresentano la trasgressione mediopliocenica permettono di riconoscere una laguna (Argilla marnosa di Spartizzo), separata dal mare (Argilla marnosa di Cutro) da una barra sabbiosa (Molassa di Scandale, Membro di Pedalacci); la laguna venne invasa nel Pliocene medio dal mare (Molassa di Scandale, Membro di Barretta). La massima estensione di questo si ebbe all'inizio del Calabriano (Argilla marnosa di Cutro), e sette ordini di terrazzi quaternari mostrano le fasi successive del ritiro.

La tettonica è prevalentemente distensiva e vi si possono riconoscere tre fasi principali, rispettivamente di età supramiocenica, mediopliocenica e calabriana.

I N D I C E

	<i>Pag.</i>
PREMESSA	320
ZONATURA DELLA COLONNA STRATIGRAFICA	322
<i>Generalità</i>	322
<i>La trasgressione miocenica</i>	324
<i>L'acme del ciclo evaporitico</i>	325
<i>Il limite Miocene - Pliocene</i>	326
<i>La trasgressione mediopliocenica</i>	328
<i>Conclusioni</i>	328
DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE	329
<i>Generalità</i>	329
<i>Ciclo mediomiocenico-messiniano</i>	329
A) Formazione di S. Nicola	329
B) Argilla marnosa del Ponda	330
C) Formazione del Tripoli	332
D) Formazione evaporitica inferiore	333
<i>Ciclo messiniano-infrapliocenico</i>	334
A) Formazione detritico-salina	334
B) Formazione evaporitica superiore	335
C) Conglomerato delle Carvane	336
D) Marna argillosa dei Cavalieri	338
E) Molassa di Zinga	340
<i>Ciclo mediopliocenico-pleistocenico</i>	342
A) Argilla marnosa di Spartizzo	342
B) Molassa di Scandale	343
C) Argilla marnosa di Cutro	347
D) Molassa di S. Mauro	349
<i>Terrazzi marini</i>	350
CONCLUSIONI STRATIGRAFICHE	350
TETTONICA	351
ABSTRACT	352
BIBLIOGRAFIA	353

(1) Lavoro eseguito nell'Istituto di Geologia dell'Università di Catania diretto dal Professor Leo Ogniben.

P R E M E S S A

Il Bacino Crotonese è una unità geologica già nota nella letteratura; sull'argomento il lavoro più recente, dal quale si potrà ricavare anche la precedente bibliografia, è dovuto ad OGNIBEN (1955), che descrive il margine settentrionale del bacino.

OGNIBEN (1955) distingue le seguenti formazioni dal basso in alto:

- 1) Formazione arenaceo-conglomeratica di S. Nicola
- 2) Argille marnose del Ponda
- 3) Tripoli
- 4) Formazione marnoso-calcareo di base
- 5) Gessi
- 6) Formazione del Vittravo
- 7) Molassa di Zinga
- 8) Argille marnose di Spartizzo
- 9) Molassa di Scandale
- 10) Argille marnose di Timpa Bisio
- 11) Arenarie di Strongoli
- 12) Argille marnose di Gigliolo.

Le età accertate sono: Miocene medio per le formazioni n° 1 e 2; Miocene superiore per le formazioni n° 3, 4, 5, 6; Miocene superiore-Pliocene inferiore per la formazione n° 7; Pliocene superiore per la ottava, nona, decima e undecima formazione e Quaternario per la dodicesima formazione. Le datazioni sono state fatte in base a considerazioni microfaunistiche, con un breve elenco di foraminiferi per ognuna delle formazioni.

Lo studio di una sezione al limite Pliocene-Pleistocene nel Bacino Crotonese è stato pubblicato da EMILIANI, MAYEDA, SELLI (1961); mediante una approfondita analisi della fauna e della paleotemperatura sono state messe in evidenza le modificazioni che definiscono il suddetto limite.

SELLI (1962a), in un lavoro di sintesi sul Quaternario marino del versante Adriatico-Ionico della penisola italiana, descrive per il Bacino Crotonese il Calabrian in continuità sul Pliocene superiore e una serie di sette terrazzi di età Milazziana e Tirreniana.

I terrazzi della penisola di Crotone e della costa ionica della Calabria erano già stati in precedenza studiati da RUGGIERI (1949, 1953).

Il Bacino Crotonese è compreso nei seguenti fogli della Carta Geologica d'Italia: 230 - Rossano; 231 - Cirò; 237 - S. Giovanni in Fiore; 238 - Crotone; 242 - Catanzaro; 243 - Isola Capo Rizzuto. La Carta è stata rilevata negli anni 1886-1890 da

Cortese, Aichino e Novarese; le unità distinte sono le seguenti, dal basso in alto:

Elveziano - Tortoniano

- m2 c - Conglomerati grossolani a macchie rosse
- m2 - Argille compatte a Ostree e Ceritii
- m2 a - Arenarie giallastre e grigie a Clipeastri
- m3 c - Conglomerati
- m3 m - Arenarie tenere (Molasse)
- m3 - Argille salate e gessose

Sarmaziano

- m4 - Marne fogliettate silicee (Tripoli)

Zona gessoso-solfifera

- m s - Calcare concrezionato siliceo e calcare solfifero
- m g - Gessi
- m g - Argille gessifere a Congerie e Arenarie argillose
- m g - Conglomerati del gesso

Pliocene inferiore

- pl c - Conglomerati irregolari

Pliocene medio

- p2 a - Argille azzurre fossilifere. Sabbie e conglomerati intercalati nelle argille

Pliocene superiore

- p3 a - Conglomerati
- p3 s - Sabbie gialle fossilifere con argille intercalate.

Rispetto allo spessore dei sedimenti affioranti la suddivisione adottata nella Carta Geologica d'Italia appare eccessivamente dettagliata nella parte basale miocenica, mentre è molto sommaria per i sedimenti pliocenici. Nel complesso le prime cinque formazioni corrispondono all'unica Formazione di S. Nicola di OGNIBEN (1955). Molti degli affioramenti cartografati come Conglomerato irregolare del Pliocene inferiore corrispondono al Conglomerato delle Carvane del presente lavoro. Sulla Carta Geologica d'Italia il conglomerato affiorante a S. Nicola dell'Alto, sul quale OGNIBEN (1955) ha definito la formazione omonima, è cartografato come Conglomerato irregolare del Pliocene inferiore.

Nella figura 1 sono riportate le unità distinte sulla Carta Geologica d'Italia, le formazioni de-

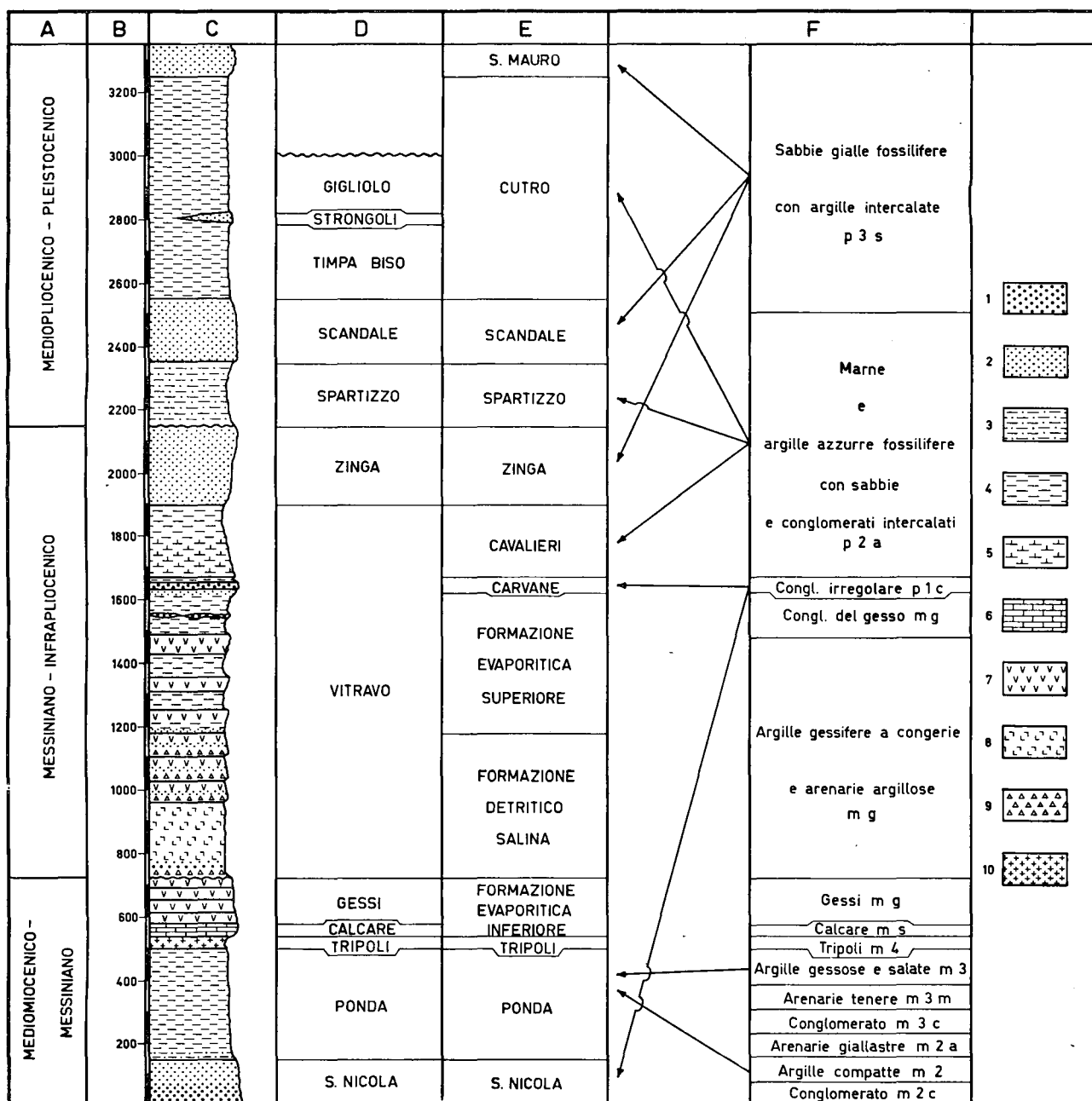


Fig. 1 — Schema di correlazione tra le unità della Carta Geologica d'Italia, le formazioni di OGNIBEN (1955) e le formazioni adottate nel presente lavoro.

— Correlation table between the stratigraphic unities of the Carta Geologica d'Italia, those of OGNIBEN (1955) and those adopted in the present paper.

A - Cicli sedimentari - Sedimentary cycles.

B - Scala degli spessori indicativi - Indicative thickness scale.

C - Colonna litologica - Lithologic column.

D - Formazioni di OGNIBEN (1955) - OGNIBEN's (1955) formations.

E - Formazioni del presente lavoro - Formations of the present paper.

F - Unità della Carta Geologica d'Italia - Stratigraphic unities of the Carta Geologica d'Italia.

1 - Conglomerato - Conglomerate.

2 - Arenaria e sabbia - Sandstone and sand.

3 - Argilla sabbiosa - Sandy clay.

4 - Argilla e argilla marnosa - Clay and marly clay.

5 - Marna e marna argillosa - Marl and clayey marl.

6 - Calcare - Limestone.

7 - Gesso - Gypsum.

8 - Salgemma - Rock-salt.

9 - Breccia ad elementi evaporitici - Evaporite breccia.

10 - Tripoli - Tripoli.

scritte da OGNIBEN (1955) e quelle utilizzate nel presente lavoro, così da chiarire i rapporti che intercorrono tra le varie scale.

Al limite NE del Bacino Crotonese affiorano Argille Scagliose, già segnalate da SIGNORINI (1942) e da OGNIBEN (1955) distinte in quattro colate e denominate Complesso Crotonide. Colate di Argille Scagliose con provenienza e posizione stratigrafica eguale a quella del Complesso Crotonide sono state descritte nel Rossanese da OGNIBEN (1962) e da COTECCHIA (1963).

Nel corso di dettagliate ricerche a scopo minerario in una zona immediatamente a Sud dell'area rilevata da OGNIBEN (1955) sono state fatte numerose osservazioni sulla stratigrafia, ottenendo risultati più particolareggiati e completi di quelli potuti raggiungere dai precedenti autori, ed in gran parte estrapolabili anche all'area restante del Bacino Crotonese. Rilievi a carattere speditivo su tutto il bacino, assieme con numerosi dati di ricerche per idrocarburi (BRONZINI, 1959) e per salgemma, hanno portato ad un quadro abbastanza chiaro della sedimentazione neogenica nell'area crotonese.

I sedimenti neogenici raggiungono attualmente nel Bacino Crotonese uno spessore superiore ai 3.000 metri, ma lo spessore totale della serie depositata supera i 5.000 metri. Sono presenti sedimenti quasi esclusivamente di tipo detritico, insieme e al di sotto e al di sopra delle evaporiti messiniane; in volume sono di gran lunga prevalenti le peliti con intercalazioni lentiformi di psammiti e ancor più rare psefiti.

Durante il rilevamento è stata constatata una notevole frequenza di passaggi laterali di litologia, con ripetizione sulla verticale di termini ad eguali caratteristiche. Questo è abbastanza comprensibile se si pensa alla uniformità delle rocce costituenti l'area di provenienza.

In queste condizioni è evidente che le unità litostratigrafiche in cui può essere suddivisa la colonna dei terreni del bacino sono lungi dal corrispondere a possibili unità cronostatigrafiche. Pertanto la loro rappresentazione sulla carta geologica

non riesce a dare una chiara idea della cronostatigrafia dell'area considerata, come abitualmente si richiede alle carte geologiche. Anche la visione strutturale viene complicata da questa frequenza di limiti cronotrasgressivi tra le varie formazioni.

Il contenuto microfaunistico è pure variabile lateralmente, e d'altro canto è noto come nei terreni alto-neogenici e quaternari esso generalmente non si presti facilmente all'analisi stratigrafica di dettaglio.

Si è pertanto trovato che gli elementi stratigrafici più chiaramente riconoscibili su tutta l'area del bacino sono le variazioni del livello marino e i fenomeni tettonici, fra di loro strettamente collegati. Anche questi elementi sono trasgressivi nel dettaglio, ma i cicli sedimentari che ne risultano debbono nel loro complesso essere considerati degli elementi crono-paralleli. Si è pertanto ritenuto opportuno descrivere le unità litostratigrafiche riunendole in cicli sedimentari, considerati come il più sicuro punto di partenza della stratigrafia del bacino.

Nel tentativo di spingere il più possibile al dettaglio l'analisi, si è cercato di cogliere il momento dell'inversione dalla tendenza regressiva alla tendenza trasgressiva nel bacino di sedimentazione anche al di fuori dei sedimenti francamente marini, e cioè entro i sedimenti di ambiente paralico, i quali normalmente vengono riuniti in singole comprensive formazioni considerate regressive nel loro complesso. L'inversione di tendenza si verifica evidentemente già entro la fase paralica appunto per preparare le condizioni della successiva sedimentazione marina normale, e tra i sedimenti paralici saranno di preferenza risparmiati dall'erosione quelli che rappresentano la tendenza trasgressiva piuttosto che quelli che rappresentano la tendenza regressiva. Tuttavia la delimitazione dei cicli sedimentari qui adottata rappresenta un dettaglio reso possibile solo dalle molte osservazioni che si sono potute fare, e non una modifica del *fatto che* base della trasgressione venga normalmente considerato l'inizio della sedimentazione marina normale.

ZONATURA DELLA COLONNA STRATIGRAFICA

Generalità

I limiti che maggiormente risaltano nella colonna stratigrafica e che mostrano la maggiore estensione areale sono:

- 1) La superficie di trasgressione tra i sedimenti

neogenici e i sottostanti terreni cristallini. La datazione di questa superficie si può fare solo ai bordi del bacino e anche qui con la imprecisione legata alla banalità della fauna.

- 2) Il livello tripolaceo che si trova all'incirca alla base della formazione evaporitica. Dobbiamo

notare che talora questo livello è difficilmente riconoscibile, specialmente nei sondaggi, o perché gli strati di tripoli sono intercalati a più spessi strati detritici o perché sono intercalati a strati evaporitici. In entrambi i casi è assai difficile separare il livello tripolaceo come unità cartografabile con precisione. Inoltre lo spessore del Tripoli è sempre assai modesto.

3) L'acme del ciclo evaporitico, segnato da uno spesso deposito di gessareniti o più genericamente da breccie ad elementi evaporitici e dai banchi di maggior spessore dei sedimenti evaporitici depositi in acque molto concentrate: salgemma nel crotonese. Questo elemento è stato riconosciuto e descritto per la Sicilia da OGNIBEN (1954, 1957), che illustra anche discordanze tettoniche. Nel Bacino Crotonese, come anche in molte aree della Sicilia, questo livello è segnato anche da una fase di erosione e dal conseguente carattere trasgressivo dei sedimenti sovrastanti.

Non è ancora ben chiaro se il ciclo di erosione sia dovuto a movimenti epirogenici aggiuntisi all'evidente piegamento, oppure sia solo una conseguenza del prosciugamento del bacino di evaporazione. Gli spessori anche notevoli asportati, tanto che talora la parte più alta dei depositi evaporitici poggia direttamente sui terreni cristallini (QUITZOW, 1935), fanno pensare che si sia avuta una vera fase epirogenetica oltre che tettonica tra i due emicicli evaporitici. Alcune chiare situazioni che confermano questo modo di vedere si trovano anche in Sicilia, in provincia di Agrigento.

4) Una separazione netta si ha tra i sedimenti con intercalazioni evaporitiche e i sovrastanti sedimenti con microfaune di mare aperto; questo limite viene dalla maggior parte degli autori preso come limite tra il Miocene e il Pliocene.

5) Un'altra distinzione sempre evidente è data da una discordanza, accompagnata ai bordi del bacino da una lacuna stratigrafica che arriva talora a comprendere tutti i sedimenti pliocenici sotto-stanti, al di sopra della quale si trova una successione con caratteri litologici e faunistici di trasgressione. Per la sua posizione nella colonna stratigrafica e per il contenuto microfaunistico degli strati basali si può forse collegarla con la trasgressione citata come medio-pliocenica nella letteratura geologica italiana: per la Pianura Padana da LUCCHETTI, TEDESCHI, PIERI, D'AGOSTINO (1959), per il bordo appennino padano da LUCCHETTI (1963) e da PAPANI, PELOSIO (1963), per l'Appennino Romagnolo da RUGGIERI (1950, 1957, 1958), per le Marche da

SELLI (1951, 1954) e da PERCONIG (1955) e per l'Appennino meridionale da CARISSIMO, D'AGOSTINO, LODDO, PIERI (1963).

La prima superficie è nettamente tempo trasgressiva; la seconda e la terza probabilmente si avvicinano di più a superfici isocrone; la quarta superficie viene da molti autori considerata isocrona tanto da farne il limite Miocene-Pliocene. La quinta superficie è nettamente tempo-trasgressiva.

La prima, la terza e la quinta superficie sono alla base di trasgressioni e dividono la sezione neogenica in tre cicli sedimentari; il tripoli è probabilmente legato a fenomeni estranei al normale ciclo sedimentario; la quarta superficie rappresenta il passaggio da un ambiente ristretto ad un ambiente aperto, cioè rappresenta un momento della trasgressione già iniziata all'acme del ciclo evaporitico e culminata nei sedimenti sovrastanti.

A parte il carattere tempo-trasgressivo più o meno accentuato, le superfici così definite sono tutte superfici di originaria sovrapposizione, e quindi servono come livelli utili per l'analisi strutturale.

Un fenomeno ampiamente visibile e di importanza regionale è l'inserimento nella successione stratigrafica normale, al limite tra il Miocene e il Pliocene, di una potente formazione caotica affiorante all'estremità NE del Bacino Crotonese.

Essa è distinta nella Carta Geologica d'Italia come Eocene autoctono affiorante dal di sotto dei terreni neogenici; da SIGNORINI (1942) e quindi da OGNIBEN (1955) è stata riconosciuta come una colata di materiale alloctono ed è stata ampiamente descritta da OGNIBEN (1955) il quale vi riconosce quattro successivi livelli, denominandoli A.S. I, II, III, IV e riunendoli nel Complesso Crotonide; SELLI (1962b) la comprende nella Coltre Rossanese.

Gli spessori delle colate vanno diminuendo dalla più antica alla più recente ed anche il carattere di frana orogenica diviene sempre meno tipico. Secondo quanto avverte OGNIBEN (1955), i tre livelli più alti sembrano derivare da rimaneggiamento della colata più bassa, piuttosto che dall'area di provenienza delle A.S. I; si tratterebbe cioè di tipi simili geneticamente alle colate di « argille brecciate » siciliane (OGNIBEN, 1954).

Le A.S. I si intercalano tra la Formazione del Ponda e il Tripoli, mentre le A.S. II e III si trovano alla sommità della Formazione evaporitica inferiore e le A.S. IV sono intercalate alla Formazione detritico-salina. In questo lavoro non verranno esaminate le A.S. le quali affiorano solo nell'area già descritta da OGNIBEN (1955).

La trasgressione miocenica

I sedimenti neogenici trasgrediscono lungo tutto il bordo del Bacino Crotonese sopra il cristallino (prevalentemente gneiss e filladi). La successione dal basso in alto è la seguente:

1) Agglomerato rosso dovuto ad alterazione in posto delle rocce sottostanti; lo spessore varia da zero a poche decine di metri. Verso il basso si ha un passaggio graduale a terreni non alterati; verso l'alto la formazione diviene un conglomerato a ciottoli sempre più arrotondati, cementati da matrice terrosa rossa. Il passaggio alla successiva unità è invece rapido.

2) Conglomerato ad elementi grossolani senza fossili, ben cementato, di color grigio giallastro. Verso l'alto si ha diminuzione della granulometria con intercalazione di strati o lenti sabbiose. Lo spessore è variabile da pochi metri ad alcune centinaia di metri; nella maggior parte degli affioramenti esso non supera però i cinquanta metri.

3) Arenarie giallastre con intercalazioni siltose di spessore sempre maggiore verso l'alto. Queste sabbie contengono livelli a macrofossili: *Clypeaster*, *Ostrea*, *Pecten*. Le arenarie ben difficilmente si possono cartografare distintamente dal conglomerato sottostante, poiché spesso il passaggio dalle une all'altro avviene per alternanza dei due tipi litologici. Verso l'alto si ha invece un limite pur sempre graduale, ma più rapido, alla formazione sovrastante.

4) Argille marnose e siltose con strati arenacei intercalati. La stratificazione è sempre presente ma non mai molto netta, ed è messa in evidenza dall'alternarsi di bande di color grigio a bande di color giallastro, o dalle sottili intercalazioni arenacee. La frattura è frequentemente, ma non sempre, scagliosa.

La successione sopra detta è già stata descritta per il Crotonese da OGNIBEN (1955), per il Rossanese da SELLI (1957) e da OGNIBEN (1962) e corrisponde a una tipica successione trasgressiva.

Si nota una notevole costanza dei tipi litologici nella trasgressione miocenica lungo tutto il bordo della Sila, come già è stato messo in evidenza da SELLI (1957), e dell'Aspromonte. Anche i livelli fossiliferi contengono una fauna omogenea, che è già stata ampiamente descritta da CHECCHIA RISPOLI (1925). Sono in corso raccolte di queste macrofaune per compiere uno studio

comparativo delle varie località e per tentare correlazioni con altre aree.

All'interno del Bacino Crotonese un solo sondaggio ha raggiunto i terreni cristallini: lo Scandale n° 1 perforato dalla Società Montecatini (BRONZINI, 1959) vicino al paese omonimo e già citato da OGNIBEN (1955). Esso ha attraversato per m 175 una formazione arenaceo-conglomeratica alla profondità di m 2.300, entrando quindi nel cristallino sottostante, ove si è arrestato. Non si hanno notizie sicure sul sondaggio perforato nelle vicinanze del precedente dalla Società SORI, che pure dovrebbe aver raggiunto il substrato. Un altro sondaggio profondo, il Capo Cimiti 1, ha raggiunto livelli probabilmente basali della trasgressione (BRONZINI, 1959).

Lembi della formazione basale arenaceo-conglomeratica trasgressiva si trovano anche lontano dal bordo attuale del Bacino Crotonese, a testimoniare di una più ampia estensione della trasgressione miocenica. Affioramenti arenacei si trovano alcuni chilometri ad ovest di S. Giovanni in Fiore; una congiungente ideale tra questi affioramenti e il paese di Rossano limita ad Ovest gli affioramenti sparsi della formazione arenacea.

Dalla distribuzione attuale degli affioramenti sembra che all'età della trasgressione non si avesse una divisione tra il Bacino Crotonese e quello più settentrionale Rossanese, ma che la trasgressione avanzasse da Est ad Ovest su una linea di spiaggia con direzione Nord-Sud. Naturalmente queste conclusioni contengono un elemento di incertezza dovuto al fatto che la distribuzione attuale degli affioramenti è legata per buona parte all'erosione.

La macrofauna e la microfauna restringono l'età della trasgressione al Miocene medio (Elveziano-Tortoniano). Non è possibile precisare con maggior dettaglio l'età, a causa delle diverse proposte fatte dai vari autori per il limite tra questi due piani. Seguendo le suddivisioni proposte da SELLI (1957) e utilizzando per la datazione la microfauna a foraminiferi, il limite tra Elveziano e Tortoniano si pone al passaggio tra le sabbie e le argille. Seguendo invece l'interpretazione di DROOGER, PAPP e SOCIN (1957) e SOCIN (1959) tutta la trasgressione si dovrebbe comprendere nel Tortoniano.

Lo studio dettagliato della microfauna di numerose sezioni potrà portare maggior chiarezza al problema.

La successione sopra descritta è stata divisa da OGNIBEN (1955) in due formazioni: la Formazione arenaceo-conglomeratica di S. Nicola e la Formazione argillosa del Ponda.

L'acme del ciclo evaporitico

In altro lavoro verrà data una dettagliata descrizione dei sedimenti formati durante il ciclo evaporitico, i quali nel Bacino Crotonese presentano un notevole sviluppo con interessanti caratteristiche. Già nel presente lavoro è però necessario esporne i caratteri essenziali.

In continuità di sedimentazione sulle Argille del Ponda si trova la Formazione del Tripoli, la quale passa verso l'alto ad una alternanza di calcare e marna. Al di sopra della zona calcarea si trova una formazione di grossi banchi di gesso alternati a più sottili strati di argille verdastre. Questa successione è spesso incompleta e tanto più ristretta arealmente quanto più si va verso l'alto.

È assai caratteristico il notevole spessore dei sedimenti evaporitici sul totale della colonna in questa parte basale del ciclo evaporitico. È pure interessante notare che nella zona superiore di questa parte basale della formazione evaporitica sono nettamente prevalenti i gessi secondari, ossia da trasformazione paradiagenetica di anidrite (v. OGNI-BEN, 1957). In complesso, dal basso verso l'alto si procede verso sedimenti depositi da acque sempre più concentrate.

Al di sopra di questa formazione basale del ciclo evaporitico si trovano depositi di gessoruditi e gessareniti. Questi depositi detritici hanno nel sottosuolo, dove sono stati attraversati per centinaia di metri da sondaggi, spessore e frequenza maggiore che non in affioramento. Lo spessore dei singoli banchi è assai variabile, e così pure la loro estensione areale. È evidente una gradazione ritmicamente ripetuta in ogni banco.

All'interno di questa zona detritica si trovano strati evaporitici di anidrite o di salgemma, i quali terminano verso l'alto i singoli banchi detritici. Sono frequenti nel Bacino Crotonese, così come in Sicilia, strati di salgemma. Oltre che in strati di deposito evaporitico primario si trova salgemma anche in frammenti a formare le breccie, specialmente nella parte basale più grossolana. Alcuni banchi di salgemma, tra loro stratigraficamente vicini, presentano uno sviluppo maggiore degli altri fino a formare una zona con spessore di alcune centinaia di metri. Analisi dettagliate delle successioni incontrate nei vari sondaggi mostrano che questi banchi di maggiore spessore occupano un livello ben determinato nella colonna stratigrafica, e cioè che l'acme del ciclo evaporitico è stato contemporaneo su vaste estensioni. Al di sopra della zona

salifera principale si trovano ancora gessareniti con sempre più rare e sottili intercalazioni di salgemma.

La giacitura di ognuno di questi banchi detritico-salini su quelli sottostanti è spesso discordante e talora si trova la zona salifera principale poggiare perfino su livelli non sommitali delle Argille del Ponda, con erosione di un grosso spessore di sedimenti. Un esempio favorevolmente esposto si può osservare nei calanchi denominati Le Macchie, sulla riva destra del Torrente Lepre, nella tavoletta Belvedere di Spinello. Qui la parte alta della formazione evaporitica taglia in discordanza le formazioni più basse, compreso il Tripoli, e poggia direttamente sulla Formazione del Ponda. Alla base della formazione evaporitica affiora un banco di salgemma. Si veda la fig. 2, nella quale è riportato uno stralcio della carta geologica della zona.

Si può concludere che si è avuta all'acme del

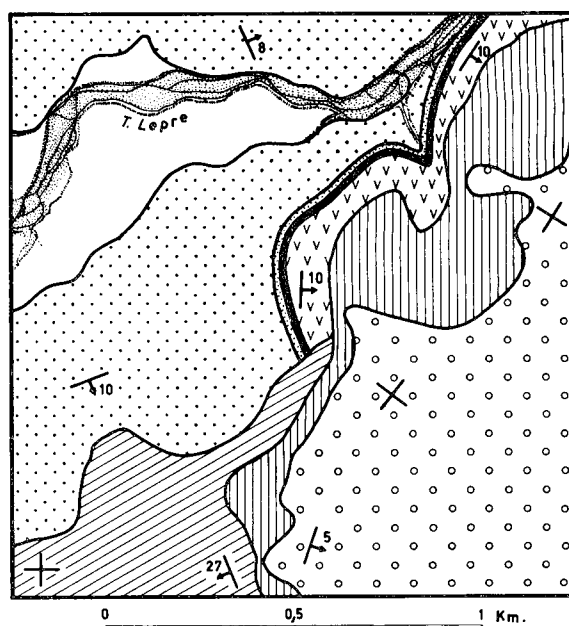


FIG. 2 — Carta geologica di contrada Le Macchie (tav. Belvedere di Spinello). Si notano le due trasgressioni alla base rispettivamente della Formazione evaporitica superiore e dell'Argilla Marnosa di Spartizzo.

— Geologic map of Le Macchie (Belvedere di Spinello quadrant). The transgressions at the bottom of the Upper Evaporite Formation and of the Spartizzo Marly Clay are shown.

ciclo evaporitico una serie di fenomeni di erosione, talora assai accentuata, i quali hanno accompagnato una migrazione delle singole aree di sedimentazione, cosicché le aree nelle quali si è depositata la parte finale dell'emiciclo avanzante del ciclo evaporitico (SLOSS, 1953) non sono le stesse sulle quali si è avuto l'inizio dell'emiciclo ritornante. Questo insieme di fenomeni è in stretta relazione con il prosciugamento di gran parte del bacino evaporitico, e può anche essere legato a movimenti epirogenici oltre che tettonici.

L'intensità della fase di erosione evidente all'acme del ciclo evaporitico non solo nel Bacino Crotonese, ma anche in molte aree della Sicilia, porta, anche se non necessariamente, a questa conclusione. Si può cioè ritenere che all'acme del ciclo evaporitico si accompagna la chiusura del ciclo sedimentario iniziatosi con la trasgressione miocenica, e che la parte alta della serie evaporitica rappresenta l'inizio di un nuovo ciclo sedimentario. Il problema se una fase epirogenica estesa arealmente si sia interposta tra i due cicli non può ovviamente essere risolto solo mediante lo studio del Bacino Crotonese, ma prendendo in considerazione le successioni stratigrafiche su tutta l'area di distribuzione delle evaporiti tardomioceniche-infraplioceniche. Non si tratta di un problema di facile risoluzione, poiché è evidente che il prosciugamento di estese zone per fenomeni di evaporazione porterebbe di per sé ad un esteso quadro di erosione e di deposito di formazioni detritiche, indipendentemente ed allo stesso modo di un eventuale sollevamento epirogenico. Quello che occorre sottolineare è che fenomeni erosivi e sedimentari di questo tipo costituiscono la fine di un ciclo sedimentario e l'inizio del successivo, indipendentemente dal fatto che la causa consista nel prosciugamento evaporitico dei bacini o nel sollevamento epirogenico di essi.

Il limite Miocene-Pliocene

I sedimenti che si trovano al di sopra della zona salifera ora descritta assumono caratteristiche sempre più regolari, con estensione sempre maggiore degli strati man mano si procede verso l'alto. Essi sono costituiti da una successione di ritmi formati dall'alternanza di una frazione detritica e una evaporitica nella parte basale della zona e dall'alternanza di sedimenti detritici fini e di sedimenti detritici grossolani nella parte alta della zona.

I due tipi di cicli hanno l'eguale significato del ripetersi di periodi di deposito in ambiente marino che evolve verso ambiente continentale; nella parte basale della zona predominano i depositi prodotti dalla evaporazione, mentre nel secondo caso si ha una prevalenza dei sedimenti di ambiente sottosalato. Si ha cioè una evoluzione nel complesso della successione da un ambiente di transizione soprasalato a un ambiente di transizione sottosalato.

Questi ritmi contengono faune che, là ove i ritmi sono completi, si succedono nell'ordine seguente:

A) Nei ritmi prevalentemente evaporitici si ha dal basso in alto:

zona basale (rudite): nessuna fauna

zona mediana (lutite): foraminiferi *planctonici*

zona sommitale (evaporite): nessuna fauna;

la zona basale ha uno spessore variabile da zero ad alcuni metri e diminuisce di spessore verso l'alto; la zona mediana ha uno spessore da 1 a 10 cm al massimo e aumenta di spessore, seppure assai irregolarmente, verso l'alto; la zona sommitale ha uno spessore variabile da zero ad alcune decine di metri, con i massimi nei ritmi inferiori.

B) Nei ritmi prevalentemente detritici della parte alta della formazione si ha questa successione dal basso verso l'alto:

zona basale (arenite): nessuna fauna

zona mediana inferiore (lutite): foraminiferi *planctonici* con rare forme bentoniche

zona mediana superiore (lutite): fauna di ambiente sottosalato

zona sommitale (rudite o arenite): nessuna fauna;

le zone basale e mediana inferiore diminuiscono di spessore mentre le zone mediana superiore e sommitale aumentano di spessore andando verso l'alto. Gli spessori variano irregolarmente da zero ad alcuni metri per tutte le zone.

I banchi detritici grossolani sono numerosi; i sei banchi più alti sono i più consistenti ed arealmente più estesi, ma solo il banco più alto si segue per grandi estensioni con aspetto di conglomerato a grossi elementi ben cementati, e con spessore cartografabile. Lenti di conglomerato si trovano nella serie anche al di sotto di questo banco sommitale, ma hanno sempre estensioni assai limitate e i vari affioramenti non sono pertanto facilmente tra loro correlabili.

Verso l'alto il banco sommitale di conglomerato passa gradualmente a sabbie ed argille; lo spessore di queste è assai variabile, ma in genere è di pochi

metri, ed ambedue i depositi contengono una fauna di acque sottosalate del tutto simile a quella esistente nelle intercalazioni sottostanti. Gli ostracodi che vi si rinvennero, e che sono assai importanti per le correlazioni dei vari sedimenti al limite tra il Miocene e il Pliocene mediterraneo, sono in corso di studio (DECIMA, 1964). Le associazioni faunistiche sono eguali a quelle che si rinvennero in Romagna e nelle Marche nelle formazioni descritte da RUGGIERI (1958) con il nome di Strati a *Melanopsis*, e datate come Messiniano superiore.

È interessante notare come vi sia una notevole somiglianza tra la successione al limite Miocene-Pliocene descritta da RUGGIERI (1958) per la Val Marecchia e quella rilevata nel Bacino Crotonese. La differenza maggiore, ma non essenziale, sta nella costante presenza nel Crotonese di un livello argilloso-sabbioso contenente faune di acque sottosalate al di sopra del conglomerato sommitale. RUGGIERI (1958) parla invece solamente di sporadiche intercalazioni sabbioso-argillose nel conglomerato, contenenti faune ipohaline.

Il passaggio tra i sedimenti con faune ipohaline e gli strati sovrastanti è rapido e avviene nello spazio di pochi decimetri. Le differenze si notano sia nella litologia che nella fauna, con un brusco aumento del contenuto in carbonato di calcio e l'apparizione di una associazione a foraminiferi di mare aperto. Si ha tuttavia concordanza di stratificazione e continuità di sedimentazione. Macroscopicamente il limite si apprezza per la variazione del colore, che passa da grigio scuro o grigio giallastro in basso a un colore più chiaro grigio verdastro in alto. La distinzione è comunque assai evidente all'esame micropaleontologico. La successione è indicativa del rapido evolvere del bacino di sedimentazione da una alternanza di ambienti ristretti iperhalino e ipohalino ad un mare aperto.

Questo passaggio viene messo in relazione da vari autori (SELLI, 1954; OGNIBEN, 1957; RUGGIERI, 1958) con l'aprirsi delle comunicazioni tra il Mediterraneo e l'Oceano aperto.

Il limite tra il Miocene e il Pliocene viene posto dai vari autori a vari livelli, nelle diverse successioni stratigrafiche affioranti. RUGGIERI (1958) per la Romagna pone questo limite tra gli strati a *Melanopsis* e i sedimenti sovrastanti; pertanto, secondo le correlazioni addietro suggerite, nel Crotonese il limite tra il Miocene e il Pliocene sarebbe alla base della formazione marnosa, subito al di sopra delle argille con faune di acque sottosalate.

SELLI (1954) pone nel Bacino del Metauro il limite tra Miocene e Pliocene alla base dei sedi-

menti con faune marine sicuramente documentabili come plioceniche (pag. 83) e più precisamente qualche metro sopra la base del livello 7 (pag. 32: Argille marnose e marne argillose) là dove le faune si arricchiscono «tanto da divenire ricchissime e tipiche del Pliocene inferiore». Il livello 6 sottostante ha ancora caratteri evaporitici e viene correlato da SELLI (1960) con la parte alta della formazione gessosa della Sicilia, immediatamente al di sotto dei Trubi.

A Capodarso, in Sicilia, SELLI (1960) pone il limite tra Miocene e Pliocene esattamente tra il banco di gesso più alto e i Trubi, avvertendo che nella sua sezione manca l'Arenazzolo.

OGNIBEN (1954) preferisce correlare i trubi con il livello 6 di SELLI (1954) e pone il limite tra Miocene e Pliocene tra i Trubi e le sovrastanti argille marnose. I Trubi vengono considerati come depositi in un ambiente marino che risente ancora in qualche misura delle condizioni dei depositi precedenti. Non esistono differenze sostanziali tra le opinioni di SELLI (1954, 1960) e di RUGGIERI (1958) mentre OGNIBEN (1954, 1957) pone il problema se i Trubi siano contemporanei o meno alla fase sommitale delle serie evaporitiche al di fuori della Sicilia e della Calabria meridionale.

GIANNINI (1960) descrive i caratteri e i limiti del Messiniano in Toscana e riassume i risultati raggiunti dai precedenti autori (tra i più recenti TREVISAN, 1952 e RUGGIERI, 1956). Egli conclude collocando il limite Miocene-Pliocene tra la formazione gessifera e la sovrastante formazione marina, facendo espresso riferimento ai risultati di SELLI (1960), e cioè considerando questo limite correlabile con quello fissato a Capodarso. Distingue poi tre casi possibili di successioni stratigrafiche (pag. 55): 1) continuità tra la formazione gessifera e la sovrastante formazione marina; 2) serie marina trasgressiva con livelli di gesso alla base; 3) trasgressione che inizia con sedimenti marini; conclude ponendo nei primi due casi il limite al passaggio tra la serie gessifera e i sedimenti marini e nel terzo caso in un tempo più o meno precedente l'inizio della trasgressione.

In sostanza tutti gli autori sono concordi nel porre il limite tra Miocene e Pliocene là dove le faune denunciano la comparsa di un mare aperto con condizioni normali, mentre resta aperto il problema (OGNIBEN, 1954, 1957) se questo limite sia una superficie isocrona oppure no.

Per quanto riguarda questo lavoro il limite tra Miocene e Pliocene viene collocato tra le argille

a fauna ipohalina e le marne a fauna di mare aperto. Conclusioni e proposte di carattere generale potranno aversi dopo uno studio comparato tra numerose sezioni di trubi e sezioni di marne infra-plioceniche (Tabianiano) in un'area sufficientemente vasta.

La trasgressione mediopliocenica

Nell'angolo nord occidentale del Bacino Crotonese, su un'area limitata a NW dal bordo del bacino e a SE da un ideale arco concavo verso NW e passante per Roccabernarda e Casabona (tav. IV) affiora una formazione già nota nella letteratura come Argilla marnosa di Spartizzo (OGNIBEN, 1955). Litologicamente è assai tipica, essendo data da una fitta alternanza di argille nere e sabbie quarzose bianche; si distingue inoltre per il suo contenuto paleontologico oligotipico e indicativo di deposito in acque sottosalate.

La formazione, in superficie e nei sondaggi, poggia su vari termini stratigrafici sia miocenici (Formazioni evaporitiche), sia pliocenici; il termine più alto, direttamente sottostante a questa formazione è la Molassa di Zinga (OGNIBEN, 1955). La giacitura della formazione di Spartizzo è da considerarsi trasgressiva e l'ambiente di sedimentazione dovette essere una laguna sottosalata separata dal mare da una barra di depositi sabbiosi contemporanei alla formazione stessa.

Al tetto le Argille marnose di Spartizzo passano gradualmente a sedimenti più grossolani (Molasse di Scandale, OGNIBEN, 1955), i quali si mostrano arealmente poco più estesi delle sottostanti argille. Ai bordi del bacino si possono trovare sovrapposizioni delle Molasse di Scandale direttamente sui gessi, e pertanto le Molasse continuano localmente l'andamento trasgressivo della sottostante formazione. Nel corso della descrizione delle varie unità litostratigrafiche verranno date indicazioni sulle aree nelle quali è possibile riscontrare questa trasgressione; è comunque interessante notare già a questo punto che le formazioni sottostanti alla trasgressione sono più intensamente piegate che non quelle sovrastanti. La discordanza non si nota solo al limite del bacino, ma anche in zone più interne; così nella tavoletta Belvedere di Spinello i sondaggi hanno trovato sotto alle Argille marnose di Spartizzo e direttamente a contatto con esse livelli sempre più bassi della successione stratigrafica procedendo da Est a Ovest. Inoltre si è potuto constatare mediante dettagliata correlazione dei

sondaggi come l'inclinazione degli strati sottostanti alla superficie di trasgressione sia nettamente più forte che non quella degli strati sovrastanti.

Il termine più alto affiorante al di sotto della superficie di trasgressione è la Formazione di Zinga, difficilmente databile con precisione per il suo carattere di sedimento costiero. Il più alto terreno sottostante alla Formazione di Zinga mostra fauna infra-pliocenica, secondo le definizioni di RUGGIERI e SELL (1950), di RUGGIERI (1961) e secondo le suddivisioni accettate dall'AGIP MINERARIA (1957) per la Pianura Padana.

La Formazione di Spartizzo mostra pure una fauna assai difficilmente databile. Le datazioni ricavabili dai livelli più bassi dei sedimenti di mare aperto laterali alla Formazione di Spartizzo danno una età medio-pliocenica. Ulteriori indicazioni sulla probabile età di questa trasgressione verranno date nel corso della descrizione delle unità litostratigrafiche. È bene tener presente che le suddivisioni del Pliocene sembrano ancora alquanto artificiose e che all'aggettivo mediopliocenico viene dato dai vari autori un significato alquanto variabile.

Come già detto in precedenza questa trasgressione si può correlare con quella nota nella letteratura col nome di trasgressione mediopliocenica, o più raramente di trasgressione del Pliocene superiore (RUGGIERI, 1957). Sostanzialmente sembra trattarsi per tutto il bordo adriatico dell'Appennino di una unica fase trasgressiva entro la successione plio-pleistocenica, la quale viene pertanto divisa in due maggiori cicli sedimentari.

Le differenti età con le quali viene datata la trasgressione dipendono evidentemente dal fatto che essa è un fenomeno tempo-trasgressivo e in minor misura anche dal fatto che gli elementi utilizzati per le zonature locali delle successioni non sono gli stessi da zona a zona, e mancano quindi criteri sicuri per procedere a correlazioni a distanza di successioni dettagliatamente analizzate.

Per ogni area non sono comunque mai citate, due successive fasi trasgressive le quali siano comprese entrambi nell'intervallo di tempo al quale viene riferita la trasgressione « medio-pliocenica ».

Conclusioni

I sedimenti neogenici testimoniano nel Bacino Crotonese di tre principali successive oscillazioni marine. La prima ha inizio con l'invasione del mare sul basamento cristallino. La seconda, riscontrabile nei sedimenti evaporitici, ha il suo inizio

con il deposito dei più potenti banchi di salgemma. La terza si ha a metà della successione pliocenica. Al di sotto di ognuna di queste fasi di approfondimento c'è evidenza di un periodo di piegamento ed erosione.

In questo modo vengono individuati tre completi cicli sedimentari: il più antico di età medio-supra miocenica; quello intermedio supra miocenico-infrapliocenico; il più recente medio pliocenico-pleistocenico.

DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

Generalità

Nel ciclo mediomiocenico-messiniano vengono comprese le seguenti formazioni, intese secondo le proposte presentate dalla INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY al XXI Congresso Geologico Internazionale:

- 1) Formazione di S. Nicola
- 2) Argilla marnosa del Ponda
- 3) Formazione del Tripoli
- 4) Formazione evaporitica inferiore

Le prime tre erano già state denominate da OGNIBEN (1955); nella quarta vengono comprese la Formazione calcareo-marnosa di base (OGNIBEN, 1955) e la Formazione dei gessi (OGNIBEN, 1955), allo scopo di mettere meglio in evidenza l'andamento del ciclo evaporitico.

Nel ciclo messiniano - infrapliocenico vengono comprese le seguenti formazioni:

- 1) Formazione detritico-salina
- 2) Formazione evaporitica superiore
- 3) Conglomerato delle Carvane
- 4) Marna argillosa dei Cavalieri
- 5) Molassa di Zinga

Le prime quattro erano state riunite da OGNIBEN (1955) nella sua Formazione del Vitruvio; nel corso del presente lavoro il maggior dettaglio del rilievo ha reso utile l'ulteriore suddivisione della formazione. La quinta formazione corrisponde a quella già definita da OGNIBEN (1955).

Nel ciclo mediopliocenico-pleistocenico vengono comprese le seguenti formazioni:

- 1) Argilla marnosa di Spartizzo
- 2) Molassa di Scandale
- 3) Argilla marnosa di Cutro
- 4) Molassa di S. Mauro

Queste formazioni differiscono in tutto o in parte, come si vedrà nel corso della descrizione, da quelle provvisoriamente definite da OGNIBEN (1955); ove consentito dalle regole di nomenclatura proposte dalla INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATI-

GRAPHIC TERMINOLOGY (1961) si è però mantenuto il nome originario, in soli due casi si sono introdotti nomi nuovi.

La Formazione di Cutro presenta uno spessore notevole rispetto alle altre e vi si possono distinguere unità minori, mediante livelli di piccolo spessore, che localmente assumono per le loro caratteristiche litologiche la funzione di strati guida. La grande uniformità litologica per tutto lo spessore e il fatto che le suddivisioni sopra dette non si possono fare in tutte le sezioni, consigliano di considerare la Formazione di Cutro come unica, distinguendo localmente, e caso per caso, unità con il carattere di membri.

La denominazione delle formazioni resta per ora provvisoria, preferendo rimandare alla pubblicazione di dati più estesi ed approfonditi la denominazione definitiva, secondo le regole proposte dalla INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC TERMINOLOGY (1961).

Ciclo mediomiocenico-messiniano

A) Formazione di S. Nicola

Non è stato approfondito lo studio sulla distribuzione di questa formazione, che è stata riconosciuta con le caratteristiche già descritte da OGNIBEN (1955). È evidente il suo carattere trasgressivo, marcato dalla zona di color rosso che si trova alla base della formazione, zona costituita nella sua parte inferiore dal residuo dell'alterazione del substrato, con passaggio graduale alla roccia non alterata. La zona rossa sembra poter assumere valore di formazione indipendente in altre aree.

Nella parte più alta, sabbiosa, della formazione si trovano livelli a macrofossili: *Clypeaster*, *Ostrea*, *Pecten*. Molte delle specie di *Clypeaster* descritte nella classica monografia di CHECCHIA RISPOLI (1925) provengono dal bordo del Bacino Crotonese, e precisamente:

- Clypeaster novaresi* CHECCHIA RISPOLI (Belcastro)
- Clypeaster calabrus* SEGUENZA (Belcastro)
- Clypeaster* cf. *acclivis* POMEL (Belcastro)

Clypeaster pulchellus CHECCHIA RISPOLI (Caccuri)
Clypeaster tyrrenicus CHECCHIA RISPOLI (Belcastro)
Clypeaster cermenatii CHECCHIA RISPOLI (Belcastro)
Clypeaster aichinoi CHECCHIA RISPOLI (Belcastro)
Clypeaster brevior SEGUENZA (Belcastro)
Clypeaster cerulli CHECCHIA RISPOLI (Belcastro)
Clypeaster campanulatus SCHLOTHEIM (Belcastro)
Clypeaster cipollae CHECCHIA RISPOLI (Belcastro)

Il passaggio alla sovrastante formazione pelitica avviene rapidamente ma in continuità di sedimentazione, attraverso una fitta alternanza di strati arenacei con strati argillosi. Si possono notare anche frequenti passaggi laterali tra la Formazione di S. Nicola e quella sovrastante del Ponda. Questo testimonia con chiara evidenza che la Formazione di S. Nicola è il risultato di una sedimentazione più vicina alla costa, oltre che precedente e pertanto basale rispetto alla Formazione del Ponda.

Oltre che nelle aree già citate da OGNIBEN (1955) al bordo settentrionale del Bacino Crotonese, si trovano affioramenti di questa formazione nelle seguenti zone, al bordo occidentale del bacino: nei dintorni dei paesi di Cerenzia, S. Giovanni in Fiore e Caccuri, ad ovest del paese di Cotronei, e lungo la strada che da Petilia Policastro sale a Pagliarelle. La formazione è fortemente intagliata dalla Forra di Mesoraca subito ad Est del paese omonimo. L'immersione degli strati in tutte le aree sopra dette è verso E-SE e gli affioramenti si immergono sempre regolarmente al di sotto della formazione pelitica del Ponda.

La Formazione di S. Nicola si assottiglia verso Sud fino a scomparire ad Ovest del paese di Arietta e quindi ricomparire in corrispondenza del paese di Belcastro, dove si ha una vasta area di affioramento, con immersione degli strati verso Est, tagliata dalla strada che sale al paese. Più a Sud si trovano ancora vasti affioramenti nella tavoletta Cropani, dove la direzione degli strati si modifica fino a divenire Est-Ovest, modellandosi sul bordo della Sila. Gli affioramenti continuano ancora verso Ovest all'interno della stretta di Catanzaro.

L'età della formazione, in affioramento, è sicuramente mediomiocenica (Elveziano-Tortoniano) e non più antica perché anche i livelli più bassi contenenti microfossili mostrano *Orbulina universa*, che secondo SELLi (1957) può segnare l'inizio dell'Elveziano, mentre sono assenti, almeno nei numerosi campioni esaminati, le *Globoquadrine* caratteristiche dei livelli miocenici più bassi (SELLi, 1957).

È difficile una precisazione ulteriore sia per la rarità dei livelli fossiliferi sia per il fatto che si tratta di una formazione notevolmente tempo-trasgressiva. Si possono tuttavia fare le seguenti considerazioni:

1) la litologia e lo spessore assai variabile della formazione testimoniano di una sedimentazione rapida e quindi tutto lo spessore della formazione si può localmente comprendere entro un tempo molto breve;

2) il passaggio alla formazione sovrastante è continuo e perciò l'età dei livelli basali delle sovrastanti argille corrisponde con buona approssimazione all'età di tutto lo spessore localmente affiorante della Formazione di S. Nicola;

3) l'età della formazione di S. Nicola è pertanto compresa fra le estreme età riscontrabili per i livelli basali delle sovrastanti argille, con una estensione verso il basso di dimensioni indeterminate, ma probabilmente rientranti nell'ordine di grandezza dell'approssimazione di qualunque datazione paleontologica.

Come si vedrà nel paragrafo successivo, i livelli più bassi della Formazione del Ponda, nei campioni da noi esaminati, contengono una fauna che si può assegnare al Tortoniano inferiore (secondo SELLi, 1957 e OGNIBEN, 1958), e quindi la Formazione di S. Nicola ha un'età corrispondente o leggermente più antica (passaggio Elveziano-Tortoniano). È da notare che nell'unico sondaggio che ha attraversato la formazione (Scandale n. 1) la fauna contenuta nel livello fossilifero più profondo (poco al di sopra del basamento cristallino) non è più antica di un Tortoniano basso, ma sembra anzi più recente di faune trovate in superficie alla base della Formazione del Ponda. Questo potrebbe significare anche che la trasgressione miocenica, pur avendo come direzione generale quella da Ovest ad Est già accennata, sia avvenuta su una superficie non spianata dando luogo a locali invasioni tardive su alti morfologici secondo lo schema descritto da TREVISAN (1952).

B) *Argilla marnosa del Ponda*

Per la Calabria CORTESE (1895) distingue nel Miocene medio due formazioni argillose: Argille compatte con Ostree e Cerizi e Argille salate e gessose. Come già da OGNIBEN (1955), viene qui distinta un'unica formazione argillosa, compresa tra la formazione arenaceo-conglomeratica trasgressiva alla base e le formazioni evaporitiche alla sommità. Benché nella valle del Ponda non affiori

(OGNIBEN, 1955) che la parte superiore della formazione, si mantiene il nome già noto nella letteratura in quanto la descrizione datane è più che sufficiente per il suo riconoscimento lungo il bordo del Bacino Crotonese. Una ridefinizione della formazione dovrebbe essere fatta scegliendo lo strato-tipo entro un'area più vasta di quella qui studiata, in modo da creare una nomenclatura utilizzabile da un maggior numero di studiosi.

La formazione pelitica che completa la trasgressione miocenica ha caratteri litologici e faunistici costanti lungo tutto il bordo settentrionale, orientale e meridionale della Sila e lungo il bordo orientale della Serra S. Bruno. Dalla letteratura si ricava che anche più a meridione lungo il bordo dell'Aspromonte la formazione ha le stesse caratteristiche. Così pure corrispondono perfettamente alla Formazione del Ponda la Formazione argillosa-marnosa descritta da OGNIBEN (1962) per il Rosanese e le Argille marnose grigio azzurre medio-mioceniche descritte da COTECCHIA (1963) per il bordo nord-orientale della Sila.

Lungo tutto il bordo del Bacino Crotonese la Formazione del Ponda si sovrappone in perfetta continuità di sedimentazione e in concordanza di stratificazione alla sottostante formazione arenaceo-conglomeratica. Il passaggio è rapido ma graduale, avvenendo in uno spessore dell'ordine di 30-40 metri mediante una fitta alternanza di strati arenacei e strati argillosi. Per quanto non esistano sezioni molto estese, la variabilità di spessore, e l'analisi delle microfaune portano a pensare che il passaggio tra le due formazioni non sia una superficie isocrona ma tempo trasgressiva.

Lo spessore della formazione in affioramento non sembra mai superare i 300 metri, anche se localmente si possono avere raddoppiamenti di serie che ne aumentano apparentemente lo spessore (OGNIBEN, 1955).

Nel sottosuolo la formazione è stata attraversata per 200 metri dal sondaggio Barretta n. 1 e per uno spessore di 1.300 metri nel sondaggio Capo Cimiti n. 1 (BRONZINI, 1959) senza però che sia stata raggiunta la base; il sondaggio Scandale n. 1 ha attraversato 400 metri di argille marnose interposte tra la formazione conglomeratico-arenacea di S. Nicola e le formazioni evaporitiche.

Gli affioramenti della Formazione del Ponda sono assai meno numerosi di quelli cartografati dal CORTESE (1886-1890) come: 1) Argille compatte e 2) Argille salate e gessose. Molte delle aree nelle quali è stata cartografata dal CORTESE per la Carta Geologica d'Italia la seconda formazione, mostrano

invece chiaramente strati sovrastanti alla Formazione del Ponda e che vanno da questa nettamente distinti per unirli alla Formazione evaporitica superiore. La Carta d'Italia è invece corretta ove la Formazione evaporitica inferiore è ben sviluppata, nel qual caso le Argille salate e gessose di CORTESE sono ad essa molto evidentemente sottostanti. Anche molti degli affioramenti cartografati come Argille compatte del Miocene medio da CORTESE non mostrano affatto sul terreno la Formazione del Ponda, ma terreni più recenti come la Formazione evaporitica-superiore (ad esempio nell'area immediatamente ad Ovest di Marcedusa) o anche la Formazione di Cutro (ad esempio in una vasta area ad ovest di Roccabernarda).

Per il bordo settentrionale del Bacino Crotonese la distribuzione degli affioramenti si può ricavare da OGNIBEN (1955), che ha apportato le necessarie correzioni alla Carta Geologica d'Italia. Per il bordo occidentale valgano invece i cenni che seguono a mostrare la reale distribuzione degli affioramenti, procedendo da Nord a Sud.

Dal CORTESE sono cartografati esattamente gli affioramenti al limite tra la tavoletta Caccuri e Belvedere di Spinello, è invece da assegnare a formazioni più recenti il vasto affioramento indicato sul fianco destro del Fiume Lese, a monte della confluenza col Neto.

A Sud della cresta che separa il bacino del Neto da quello del Tacina (tavolette Petilia Policastro e S. Severina) si trovano nella carta geologica gli errori più grossolani: non esistono affioramenti della Formazione del Ponda in tutta la tavoletta S. Severina, mentre nella carta geologica occupano all'incirca un quarto della tavoletta, e anche nella tavoletta Petilia Policastro essi sono assai più limitati e confinati a una sottile fascia, in media non più ampia di un chilometro, parallela agli affioramenti della sottostante Formazione di S. Nicola.

Più a Sud la situazione è analoga: in tutta la tavoletta Marcedusa non si trovano affioramenti della Formazione del Ponda, al contrario di quanto indicato nella Carta Geologica d'Italia; nella adiacente tavoletta Sersale una sottile fascia di affioramenti si trova ad Ovest del Fosso Umbro, che scorre da Nord a Sud.

Ancora più a Sud si trovano poco estesi affioramenti nella tavoletta Cropani, dove però in gran parte la formazione è ricoperta dai terreni che appartengono alla trasgressione mediopliocenica.

Lo spessore anormalmente alto che è stato attraversato nel sondaggio Capo Cimiti n. 1 probabilmente è riferibile solo in parte alla Formazione

del Ponda e per il resto potrebbe esser dovuto agli ispessimenti della formazione dovuti a coltri allocitone (A.S. Crotonidi di OGNIBEN, 1955). Analoga spiegazione sembra ricevere lo spessore enorme della serie miocenica affiorante tra il Ponda e il Trionto a Nord del Bacino Crotonese.

Sono stati studiati vari campioni della formazione dal punto di vista micropaleontologico; la fauna è risultata quasi sempre in prevalenza planctonica e assai spesso gli individui sono schiacciati probabilmente per deformazioni tettoniche della roccia incassante. Il contenuto in carbonato di calcio è variabile, ma sempre entro i limiti del 10% e 25%; si tratta cioè nella maggioranza dei casi di argille marnose. Il residuo inorganico è formato da granuli di quarzo, lamelle di mica, frustoli carboniosi e concrezioni di pirite. Sono presenti radioli di echinidi, rari frammenti di molluschi, frequenti ostracodi, oltre ai foraminiferi di gran lunga prevalenti.

Di seguito sono indicate le specie di foraminiferi determinate in un campione raccolto alla base della formazione in una sezione naturale lungo il corso del fiume Lese:

Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerinella aequilateralis (BRADY)
Globigerinoides triloba (REUSS)
Globorotalia hirsuta (D'ORBIGNY)
Globorotalia scitula ventriosa OGNIBEN
Orbulina universa D'ORBIGNY
Orbulina suturalis BRONNIMANN
Bigenerina nodosaria D'ORBIGNY
Bolivina arta (MACFADYEN)
Cassidulina subglobosa BRADY
Cibicides bellincioni GIANNINI & TAVANI
Cibicides floridanus (CUSHMAN)
Dentalina inflexa REUSS
Dentalina leguminiformis (BATSCH)
Karreriella gaudryinoides (FORNASINI)
Marginulina glabra D'ORBIGNY
Planulina ariminensis (D'ORBIGNY)
Pleurostomella alternans SCHWAGER
Pullenia bulloides (D'ORBIGNY)
Robulus cultratus MONTFORT
Robulus inornatus (D'ORBIGNY)
Siphonina reticulata (CZJZEK)
Siphonodosaria monilis (SILVESTRI)
Uvigerina flinti CUSHMAN
Uvigerina proboscidea SCHWAGER
Uvigerina rutila CUSHMAN

Nel campione esaminato gli individui planctonici sono nettamente prevalenti rispetto a quelli ben-

tonici, e sono molto deformati, tanto da renderne spesso difficile la determinazione. L'assenza di *Uvigerina barbatula* e la presenza di *Bigenerina nodosaria*, *Globorotalia hirsuta* e *Uvigerina proboscidea* limitano verso il basso al Tortoniano l'età del nostro campione, mentre *Uvigerina flinti* e *Bolivina arta* restringono la datazione a un probabile Tortoniano basso. Nel complesso dei campioni studiati le faune che si trovano nella Formazione del Ponda mostrano un panorama assai banale dal punto di vista cronologico, per cui è necessario tener sempre conto nelle datazioni dell'intera associazione presente più che delle forme singole.

Verso l'alto le faune divengono sempre più oligotipiche, con una prevalenza sempre più netta del plancton sul benthos, e con diminuzione delle dimensioni degli individui. Questa modificazione viene generalmente considerata come il passaggio tra il Tortoniano e il Messiniano (si veda per tutti SELLI, 1960).

Le età che si possono ricavare dai vari campioni prelevati alla base della formazione non si discostano molto da quella del campione prima descritto; mentre il limite superiore della formazione corrisponde sempre al limite Tortoniano-Messiniano.

C) Formazione del Tripoli

La formazione è in continuità di sedimentazione con le sottostanti argille. Il passaggio avviene per l'alternarsi di straterelli tripolacei a straterelli argillosi, i quali diminuiscono gradualmente di spessore fin quasi a scomparire. Nella parte alta della formazione, al Tripoli si intercalano strati calcarei e talora gessosi (gesso primario sec. OGNIBEN 1957); queste intercalazioni fanno passaggio alle sovrastanti formazioni evaporitiche.

Talora il limite tra la Formazione del Ponda e le formazioni evaporitiche non sembra coincidere col livello tripolaceo, cioè si trovano anche affioramenti nei quali a tutto il livello tripolaceo si intercalano strati di gesso (come ad esempio lungo la strada per Cerenzia, in corrispondenza della Cantoniera Campodenaro), oppure affioramenti con livelli di gesso al di sotto della Formazione del Tripoli (come ad esempio lungo la strada che da Cotronei scende alla valle del Neto). Rapporti di questo tipo tra argille tortoniane, tripoli e formazioni evaporitiche si trovano anche in Sicilia. Ove si consideri il livello del Tripoli come isocrono, questi rapporti significano che la sedimentazione evaporitica ha avuto inizio in tempi diversi da

luogo a luogo, anche se non si hanno differenze notevoli.

Il livello del Tripoli non è stato rinvenuto nell'unico sondaggio (Barretta n. 1) esaminato dallo scrivente che abbia raggiunto la Formazione del Ponda, può darsi però che si possano correlare i livelli a selce incontrati nel sondaggio con la Formazione del Tripoli, come già è stato fatto da COTECCHIA (1963) per il bordo Nord Orientale della Sila.

La Formazione del Tripoli affiora con continuità al bordo Nord del Bacino Crotonese; la si è potuta osservare verso Sud in vari affioramenti intercalati tra la Formazione del Ponda e i sovrastanti calcari al limite tra le tavolette Belvedere di Spinello e Caccuri e nella tavoletta Petilia Policastro, a NNE del paese di Mesoraca. Il Tripoli è sempre presente quando vi è continuità di sedimentazione nell'intervallo tra la Formazione del Ponda e le formazioni evaporitiche, è invece spesso assente quando manca la Formazione evaporitica inferiore, e la Formazione detritico salina, o più spesso la Formazione evaporitica superiore affiorano in posizione trasgressiva, come nel già citato esempio della tavoletta Belvedere di Spinello (fig. 2). Anche a sud del paese di Mesoraca, nella tavoletta Sersale, il contatto tra la Formazione evaporitica superiore e la Formazione del Ponda è trasgressivo e manca il Tripoli.

Per lo spessore assai piccolo il Tripoli non mostra affioramenti di grandi dimensioni, ma per il suo facile riconoscimento è stato sempre distinto da CORTESI (1886-1890) e dagli autori che si sono successivamente occupati della zona.

D) *Formazione evaporitica inferiore*

Al di sopra degli affioramenti di Tripoli si trova una alternanza di strati calcarei e strati marnosi, sovrastata da una zona gessosa con sottili intercalazioni argillose. Negli affioramenti del bordo settentrionale il gesso costituisce un unico grosso banco, suddiviso in strati dello spessore di 1-3 metri da intercalazioni pelitiche di pochi centimetri.

Lo spessore totale della formazione è variabile, ma non supera i 150 metri. Un affioramento molto evidente è messo in luce dal fiume Lese all'altezza di Serra di Dera. L'erosione selettiva pone in grande evidenza questo banco evaporitico inferiore formato da calcare e marna per un decimo all'incirca nella sua parte basale e da gesso per i restanti nove decimi, dai banchi evaporitici più alti della

Formazione detritico salina e della Formazione evaporitica superiore.

Non si ha qui uno sviluppo della zona calcarea pari a quello che si osserva in Sicilia, sicché si può considerarla come costituente una unica formazione assieme con i gessi sovrastanti, nonostante la variazione di condizioni di sedimentazione implicita nelle fondamentalmente diverse concentrazioni saline necessarie al deposito del carbonato di calcio e del gesso. Si è preferita una minore aderenza alla definizione di *formazione* nell'intento di rendere più evidente l'andamento del fenomeno evaporitico, come detto addietro, ed anche nella considerazione che la successiva sedimentazione salina offre alternanze di fasi dovute a variazioni fondamentali di concentrazione, e tuttavia così ripetute da dover essere riunite nella stessa formazione.

Nella zona gessosa è prevalente il gesso primario (balatino) nella parte basale e il gesso secondario (spicchiolino) nella parte più alta (per queste denominazioni si veda OGNIBEN, 1957). Il gesso primario presenta una caratteristica colorazione rosa, verde, giallastra che non si riscontra nei gessi della Formazione evaporitica superiore. La percentuale di materiale detritico sullo spessore totale è minimo. Un'altra caratteristica è il forte spessore che assumono i singoli tipi petrografici di gesso (balatino, spicchiolino) in livelli tra loro ben distinti, mentre nella formazione superiore si ha una fitta alternanza dei due tipi di gesso. Questo testimonia della costanza delle condizioni di salinità dell'ambiente di deposizione nel primo caso, ed un rapido alternarsi di ambienti a salinità diversa nel secondo caso.

A questo proposito si può anticipare che in Sicilia, dove la formazione evaporitica inferiore è completata alla sommità dai depositi di salgemma e di sali di potassio, l'evoluzione del bacino avviene con le stesse modalità anche in questi ultimi depositi, e sono chiaramente distinte le zone a varia concentrazione con prevalente deposito rispettivamente di: calcare, gesso, anidrite, salgemma, kainite, carnallite o silvinite, dal basso in alto. Al di sopra dei depositi della silvinite (o carnallite) si trova un variabile spessore di salgemma particolarmente puro, con cristalli di grosse dimensioni, e stratificazione annuale completamente cancellata. Questo banco passa verso l'alto ad una alternanza di strati di gessarenite con strati evaporitici. Il salgemma sovrastante ai sali potassici mostra una grana cristallina particolarmente grossa che potrebbe essere connessa con la erosione e rideposizione del

salgemma dei banchi sottostanti, messi a giorno dal piegamento tettonico espresso anche dalla forma delle lenti saline, e quindi dalla subsidenza del bacino. Il deposito di salgemma detritico, dovuto ad erosione, in ambiente già sovrassaturo di NaCl potrebbe aver determinato le grandi dimensioni dei cristalli che andavano depositandosi.

Il banco di salgemma che si trova nel Crotonese ha caratteristiche litologiche molto simili a quelle del banco più alto ora descritto per la Sicilia, ed inoltre mostra tra i vari cristalli del salgemma sottilissimi veli pelitici che sembrano confermarne la natura almeno in parte detritica. Si potrebbe pertanto considerarlo come l'inizio della fase di invasione del mare dopo l'acme del ciclo evaporitico.

Il fatto che al di sotto della Formazione evaporitica inferiore affiorino formazioni facilmente erodibili (Formazione del Ponda e Tripoli) e così pure al di sopra (Formazione detritico salina e Formazione evaporitica superiore), determina una notevole evidenza morfologica di questa formazione, che costituisce una cresta continua al bordo del bacino, ovunque essa affiori. Si trova lungo tutto il margine settentrionale del Bacino Crotonese, ove è stata cartografata da OGNIBEN (1955) con i nomi di Formazione calcareo marnosa di base e Formazione dei gessi; qui essa immerge verso Sud sotto ai terreni più recenti; in lembi minori, separati per erosione dall'affioramento principale, la si trova anche più a Nord.

Più a Sud si trova un grosso affioramento a Serra di Dera, e quindi la formazione è tagliata dai terreni più recenti trasgressivi e ricompare in corrispondenza della Cantoniera Campodanaro, da dove scende fino al Fiume Neto. Nella tavoletta Petilia Policastro in gran parte è coperta dalla Formazione evaporitica superiore, dai terreni trasgressivi della Formazione di Spartizzo o dai terrazzi fluviali ampiamente sviluppati; se ne trova un lembo nella parte settentrionale in contrada Misurachella e lembi minori sono messi in evidenza dal fiume Soleo in contrada Mortelletto. Più a Sud la formazione scompare sotto i terreni più recenti e la si ritrova nella tavoletta Cropani a Sud ed a Est del paese omonimo, dove forma estesi affioramenti (Tav. II).

La Formazione evaporitica inferiore ha giacitura corrispondente a quella dei terreni sottostanti, con pendenze leggermente più accentuate di quelle dei terreni che la ricoprono. Gli affioramenti sono sempre meno estesi andando dai livelli più antichi a quelli più recenti.

I rapporti con la Formazione del Tripoli sono nella maggior parte dei casi di sovrapposizione in continuità. Solo localmente il Tripoli è intercalato ai livelli più bassi della formazione evaporitica.

Ciclo messiniano-infrapliocenico

A) Formazione detritico-salina

In superficie si trovano affioramenti di un pacco di strati con spessore molto irregolare, formato da brecce ad elementi calcareo-gessosi, da gessareniti, da argille e da brecce argillose. Sono presenti anche livelli di salgemma, strati di gesso ed anidrite di deposito primario e strati di gesso secondario.

In superficie questa formazione non può essere facilmente studiata soprattutto per il fatto che la sua eterogeneità impedisce che si formino dei buoni affioramenti. Inoltre, poiché essa contiene i termini più plastici di tutta la successione litologica, ha risentito maggiormente delle sollecitazioni tettoniche, contribuendo anche in tal modo alla difficoltà dello studio. Il suo spessore massimo apparente in superficie è di m. 150. Nei sondaggi per ricerca di salgemma si sono invece riscontrati spessori fino a 450 m.

La formazione corrisponde alla zona delle gessareniti descritta per la Sicilia da OGNIBEN (1953, 1954, 1957), il quale la pone all'altezza del terzo inferiore del complesso delle evaporiti, all'acme del ciclo evaporitico, ed alla maggior parte dei gessi inferiori descritti da SELLI (1960) a Capodarso.

Le presenti osservazioni su questa formazione sono state fatte quasi esclusivamente su carote di sondaggi. Si è osservata una successione di banchi detritici gradati, che terminano verso l'alto con un livello evaporitico. La parte basale dei banchi è formata da brecce con granulometria dell'ordine del decimetro; i tipi litologici che la costituiscono sono quelli del ciclo evaporitico: calcare, anidrite, gesso, salgemma, marna, argilla.

La parte media è una arenaria ad elementi gessosi ben cementata; è interessante notare che al diminuire della granulometria tendono a scomparire i frammenti di calcare e salgemma, mentre sono sempre presenti, seppure in subordine frammenti di argilla e marna.

Verso l'alto la granulometria diminuisce fino a passare ad una pelite, molto compatta nella parte basale siltitica, e più tenera verso l'alto. Questa passa poi al tetto in continuità e gradualmente al deposito evaporitico che termina il singolo banco.

Lo spessore dei singoli banchi varia da pochi centimetri ad alcune decine di metri. La successione non è però completa per tutti i banchi, mancando talora i termini estremi. Il rapporto tra gli spessori dei tipi litologici: breccia, gessarenite, pelite, evaporite, varia in senso polare, mostrando una evoluzione nelle condizioni di deposito. Lo spessore della breccia basale diminuisce dal basso in alto, cosicché non è mai presente nei banchi più alti, mentre nei banchi più bassi si nota il passaggio direttamente dalla breccia al salgemma, il quale mostra caratteristiche che lo fanno ritenere parzialmente risedimentato.

Lo spessore delle gessareniti aumenta dal basso in alto fino a raggiungere il massimo spessore all'incirca a tre quarti dalla base della formazione; più in alto diminuisce lo spessore delle gessareniti ed inoltre si modifica la composizione, con la diminuzione della percentuale di elementi gessosi.

Lo spessore delle peliti aumenta regolarmente dal basso in alto, mentre lo spessore delle evaporiti diminuisce dal basso in alto e si modifica nello stesso senso la composizione litologica, passando dal salgemma, all'anidrite e infine al gesso primario.

Il limite inferiore della formazione è netto, anche se difficilmente riconoscibile ad una rapida osservazione; il limite superiore è invece graduale ed avviene per diminuzione della granulometria e della percentuale di gesso della frazione detritica.

Dato lo spessore limitato e le pessime esposizioni degli affioramenti, la formazione non è mai stata cartografata in superficie nel Bacino Crotonese; è stata compresa nel livello a Gessi del Miocene superiore nella Carta Geologica d'Italia, e nella Formazione del Vittravo da OGNIBEN (1955). Anche nel presente lavoro non è stato sempre agevole cartografare questa formazione, distinguendola da quelle sopra e sottostanti. La presenza di gesso in tutte e tre le formazioni vicine conferisce loro caratteristiche comuni molto evidenti, che mascherano talora le caratteristiche distintive. I risultati che si ottengono mediante il rilievo dettagliato della Formazione detritico-salina sono però assai importanti sia dal punto di vista stratigrafico che dal punto di vista minerario, rendendo utile il relativo dispendio di tempo e di lavoro.

Gli affioramenti sono assai limitati e si trovano prevalentemente lungo il bordo settentrionale del Bacino Crotonese; a Nord di Zinga, lungo il fiume Vittravo in contrada Solfata, nella parte sommitale di Serra di Dera, sulle pendici meridionali di Timpariello Basilicoi, a Casino Gipso, ed a Nord di Altiglia lungo il fiume Neto, e infine sulle pendici

meridionali ed orientali alla base del colle sul quale sorge Petilia Policastro (Tav. II).

Ad una analisi sommaria, come quella eseguita per il presente lavoro, non sono risultati affioramenti più a Sud, ma è molto probabile che si debba assegnare a questa formazione la parte basale di molti affioramenti della successiva Formazione evaporitica superiore.

B) *Formazione evaporitica superiore*

La formazione evaporitica più recente è costituita da una alternanza di argille, sabbie e conglomerati con più sottili intercalazioni gessose. La percentuale della frazione detritica *sul totale* della colonna litologica aumenta dal basso in alto, ed inoltre aumenta la granulometria dei sedimenti detritici ad elementi non gessosi. Nella parte alta si trovano alcuni livelli di conglomerati con spessori variabili.

In vasti affioramenti lungo il bordo del Bacino Crotonese la formazione è chiusa alla sommità da un grosso banco di conglomerato ad elementi grossolani, che è stato distinto come Formazione delle Carvane. Quando manca questo grosso banco di conglomerato il passaggio alla sovrastante Formazione dei Cavalieri è graduale ed il limite artificioso.

Il passaggio alla formazione detritico-salina sottostante è anch'esso assai graduale, tuttavia è assai importante tener distinte le due formazioni per poter ricavare dal rilievo informazioni strutturali e stratigrafiche altrimenti non ottenibili.

È già stato accennato alla successione delle faune che si riscontra nei banchi della Formazione evaporitica superiore. Qui è necessario mettere in evidenza che le peliti intercalate ai livelli evaporitici più alti possono raggiungere uno spessore di 30 metri, e, come ad esempio lungo il fosso Surriaggio (tav. Belvedere di Spinello), presentarsi con aspetto litologico e contenuto faunistico eguale a quello della Formazione dei Cavalieri sovrastante alla Formazione delle Carvane.

La conclusione che si può ricavare da queste analogie litologiche e faunistiche è la possibilità di passaggi laterali tra gli ambienti che hanno depositato la Formazione evaporitica superiore e gli ambienti che hanno depositato le formazioni delle Carvane e dei Cavalieri. Questa sembra una conclusione importante e degna di considerazioni più ampie di quelle che qui si possono svolgere, soprattutto perché il Bacino Crotonese si trova interposto

geograficamente tra le aree nelle quali subito sopra alle formazioni evaporitiche affiorano i Trubi (Sicilia e Calabria meridionale), e l'Appennino dove invece non sono più citati affioramenti di Trubi.

Sono note le differenti conclusioni raggiunte dai diversi autori nel tentativo di correlare la formazione dei Trubi con le successioni della Romagna e delle Marche, e sono riassunte in SELLI (1960) a pag. 26 e note 1 e 2 nella stessa pagina. Sembra qui che la possibilità di passaggi laterali tra la Formazione evaporitica superiore e la Formazione dei Cavalieri nel Bacino Crotonese porti un elemento a favore della possibilità che i Trubi, sicuramente correlabili, almeno per la parte alta alla Formazione dei Cavalieri, possano in parte essere più antichi del Tabianiano dell'Appennino settentrionale, faunisticamente correlabile alla Formazione dei Cavalieri. Essi potrebbero quindi nei livelli inferiori corrispondere alla parte sommitale della Formazione a « Colombacci » (SELLI, 1954).

Caratteristica della Formazione evaporitica superiore è anche la tettonica, spesso assai più accentuata che non nelle formazioni adiacenti. Nelle aree dove la formazione affiora con una certa estensione gli strati più alti sono caratterizzati da intensi piegamenti, con strutture sottili e strizzate, spesso con strati rovesciati: un esempio tipico di queste strutture si trova lungo il vallone Cufalo nella tavoletta Belvedere di Spinello. Questi tipi di strutture sembrano dovuti a piegamenti intraformazionali di tipo gravitativo, probabilmente legati alla rapida subsidenza del bacino di sedimentazione. Strutture di questo tipo sono frequenti nella parte alta della formazione evaporitica anche in Sicilia. Questa intensa deformazione determina la scarsità di affioramenti di spessore sufficiente per il completo studio della formazione in superficie; pertanto, come già fatto per le formazioni evaporitiche sottostanti, non è stata scelta una località tipo, ma si è conservato un nome non formale in attesa di poter descrivere la formazione con maggior dettaglio.

Nei sondaggi per ricerche petrolifere non venivano fatte distinzioni in seno ai livelli evaporitici, e quindi non è possibile ricavare lo spessore delle tre formazioni evaporitiche. Nel sondaggio Scandale n. 1 sono stati attraversati strati evaporitici dalla profondità di m 697 a m 1.743 (BRONZINI, 1959). Nei sondaggi per ricerca di salgemma della tavoletta Belvedere di Spinello, la formazione non è stata attraversata completamente che in un solo sondaggio per uno spessore di 400 metri, negli

altri sondaggi è sempre risultata mancante della parte più alta.

Al bordo settentrionale del Bacino Crotonese tutti gli affioramenti cartografati come Formazione del Vitravo da OGNIBEN (1955) a Nord dell'allineamento Zinga-Strongoli appartengono a questa formazione; così pure la parte più settentrionale degli affioramenti cartografati come Formazione del Vitravo da OGNIBEN (1955) ad Ovest di Zinga.

Affioramenti di notevole estensione si trovano lungo la valle del Lese, ad Ovest del paese di Belvedere di Spinello, lungo il Burrone Cufalo e a Nord della Strada Statale n° 107 a formare il colle di q. 372. Più a Sud si trovano affioramenti lungo il torrente Cropa e il fiume Soleo, alle falde del colle sul quale è costruito il paese di Petilia Policastro, e lungo il Fosso Umbro nelle colline più basse comprese tra le alture di Belcastro ad Ovest e di Marcedusa ad Est. Vasti affioramenti si trovano anche nella tavoletta Botricello: i più orientali sono quelli visibili ad occidente della SS. n. 106 all'altezza del Timpone Arciere, ma numerosi altri si trovano più ad Ovest lungo il Fosso Umbro (Tav. II).

C) Conglomerato delle Carvane

Nella tavoletta Strongoli, tra il torrente dell'Acqua salata ad Est e il torrente Seccata ad Ovest, a Nord dell'altura delle Murgie, affiora un banco continuo di conglomerato, con potenze di alcune decine di metri, il quale poggia sulla formazione argillosa con sottili intercalazioni gessose e saline descritta da OGNIBEN (1955) col nome di Formazione del Vitravo. Al di sopra del conglomerato si trova un sottile livello argilloso e quindi marne grigio verdi con abbondante microfauna assai tipica del Pliocene inferiore.

In quest'area la ricostruzione della successione stratigrafica è complicata dalla mancanza di affioramenti di grande potenza; tuttavia sembra molto chiara la successione come cartografata da OGNIBEN (1955), cioè dal basso in alto: gessi, formazione detritico-evaporitica, conglomerato, marna, molassa delle Murgie.

Verso Est tutta questa successione è coperta trasgressivamente da terreni più recenti; verso Ovest invece continua, facilmente riconoscibile seppure interrotta da una faglia, fino a contrada S. Agata. Numerose faglie abbassano il conglomerato ad Ovest di questa zona e buone esposizioni si ritrovano solo lungo il fiume Vitravo nella tavoletta Verzino a Sud di Cozzo dell'Oliveto. Tra gli af-

fioramenti a Nord delle Murgie e quelli del fiume Vittravo la continuità è dimostrata dal ritrovamento del conglomerato in un sondaggio perforato a 160 metri ad Est di q. 422 in vicinanza di Zinga.

A Nord ed a Ovest della zona sopra detta non si conoscono altri affioramenti di conglomerato nella medesima posizione stratigrafica; verso Sud-Est tutta la serie si immerge sotto terreni più recenti e quindi il conglomerato si dovrà cercare nei sondaggi; verso Sud-Ovest invece si trovano numerosi altri affioramenti.

Nella tavoletta Belvedere di Spinello il conglomerato e il livello argilloso associato affiorano lungo il Burrone Cufalo a NW di Timpa dei Cavalieri, a SW di Casellone Bardaro, lungo il fosso Surriaggio, ad Est e Sud-Est di Colle Segreto lungo il fiume Lese, ad Ovest di Belvedere di Spinello e a Nord di Altilia; lo spessore non supera i 20 metri, mentre il livello argilloso ha uno spessore di pochi metri e mostra strati sabbiosi intercalati. Nella tavoletta Petilia Policastro si trova un esteso affioramento del Conglomerato alla base del paese omonimo. Nella tavoletta Marcedusa il Conglomerato forma la scarpata che sovrasta il lato sinistro del Burrone Spertuso, proprio nell'angolo SW della tavoletta, e nelle adiacenti tavolette Botricello, Cropani e Sersale affiora in contrada Valle Stretta, a Timpa delle Carvane, al Colle Crivora e in contrada Madonna Lucrezia.

In quest'area il Conglomerato ha una buona esposizione ed una estensione laterale assai notevole, ed essendo la zona di miglior esposizione e più facilmente accessibile la si considera provvisoriamente come l'area tipo della formazione, da cui il nome provvisorio di Formazione delle Carvane.

Nella tavoletta Botricello si trovano affioramenti di minore estensione; nei sondaggi eseguiti nella tavoletta S. Leonardo di Cutro è stato rinvenuto il Conglomerato delle Carvane con uno spessore di pochi metri e con intercalazioni sabbiose; così pure nella zona di Capo Colonne (tavoletta Crotone) alcuni sondaggi hanno attraversato banchi di conglomerato con intercalazioni sabbiose nella stessa posizione stratigrafica del Conglomerato delle Carvane. (Per la distribuzione degli affioramenti si veda la tav. II).

A Timpa delle Carvane il conglomerato è ben cementato, in grossi banchi lentiformi, irregolarmente stratificato e mal classato. Si nota, nell'affioramento lungo la strada per Marcedusa, una grossolana gradazione ripetuta per tre banchi senza

grande continuità laterale; gli elementi hanno un diametro variabile da 5 a 35 cm alla base di ogni banco, e di pochi millimetri alla sommità. Il banco più alto termina con sabbia e livelli di argilla.

Lo scheletro ciottoloso è cementato da una abbondante matrice sabbiosa e non si trovano resti di macrofossili. I tipi litologici prevalenti sono: granito bianco e rosa, vari tipi di arenaria, selci bianche, nere e rossastre, calcari giallastri, calcari cristallini bianchi, gneiss e filladi. Gli elementi del conglomerato sono variamente arrotondati, con tendenza generale a subarrotondati.

Verso l'alto la formazione diviene sabbiosa, quindi passa a pochi metri di argilla bruna. In campioni raccolti in questa argilla si sono rinvenute microfaune costituite prevalentemente da ostracodi di ambiente ipohalino come *Cyprideis littoralis* (BRADY) e subordinati foraminiferi planctonici in cattivo stato di conservazione:

Orbulina universa D'ORBIGNY

Globigerina bulloides D'ORBIGNY

Globigerinoides bispherica TODD

Globigerinoides glomerosa BLOW

Globorotalia menardii (D'ORBIGNY)

Globorotalia scitula ventriosa OGNIBEN

La Formazione delle Carvane è strettamente legata alla sottostante Formazione evaporitica superiore, in quanto non rappresenta in definitiva che la parte detritica grossolana del banco più alto di questa. Ogni banco della Formazione evaporitica superiore è costituito infatti da una parte basale detritica gradata la quale rappresenta il prodotto di un approfondimento e allargamento dell'ambiente di sedimentazione (arenarie e argille), e da una parte sommitale che rappresenta il prodotto di un restringimento dell'ambiente di deposizione (evaporite nella parte bassa della formazione e conglomerato nella parte alta). La Formazione delle Carvane rappresenta il conglomerato sommitale dell'ultimo banco della Formazione evaporitica superiore. Ad esso talora e localmente si associa un conglomerato con significato di base trasgressiva della formazione sovrastante, ma non è possibile separare i due conglomerati.

La Formazione delle Carvane in definitiva rappresenta un episodio dell'emicielo ritornante (SLOSS, 1953) del ciclo evaporitico messiniano, e nello stesso tempo un momento della trasgressione del ciclo sedimentario messiniano-infrapliocenico, al limite tra le influenze dell'ambiente di transizione e l'ambiente di mare aperto.

D) *Marna argillosa dei Cavalieri*

Ai bordi del Bacino Crotonese affiora, immergendosi sotto terreni più recenti verso il centro del bacino, una formazione marnosa di color grigio cenere, passante verso l'alto a grigio verde. Ad un primo esame si può facilmente confondere con le formazioni pelitiche sovrastanti e sottostanti; la distinzione si fa però assai chiaramente mediante il contenuto microfaunistico, ma anche dal punto di vista litologico si può riconoscere la maggior parte degli affioramenti. L'unità ha pertanto anche carattere litostratigrafico essendo costituita da un intervallo *marnoso* interposto tra il Conglomerato delle Carvane alla base e la Molassa di Zinga alla sommità.

Lo spessore è variabile, però spesso riduzioni di spessore sono dovute ad accidenti tettonici, oppure la formazione può essere stata anche asportata durante la fase di erosione collegata alla trasgressione medio-pliocenica. Le osservazioni eseguite portano a concludere che la formazione aveva originariamente una notevole continuità ed una buona costanza di spessore.

Non sono ben visibili in superficie passaggi laterali ad altre formazioni, ma si possono intuire correlando i dati dei pozzi tra loro e con i dati della superficie.

Alla base c'è continuità di sedimentazione con la Formazione delle Carvane; il passaggio è ben contrassegnato dal brusco aumento del carbonato di calcio, da valori inferiori al 10% nel livello argilloso sommitale delle Carvane, a valori in media superiori al 50% dei livelli basali della Formazione dei Cavalieri. Nella parte meridionale del bacino la formazione presenta alla base una successione di strati sabbiosi intercalati alle marne. Il contenuto in carbonato di calcio degli strati sabbiosi è inferiore a quello delle marne intercalate. Ove questa zona ad alternanza marnoso-sabbiosa è sovrapposta ad una alternanza argilloso-sabbiosa della Formazione delle Carvane il limite tra le due formazioni è segnato dal contenuto micropaleontologico più che dalla litologia; tuttavia il contenuto in carbonato di calcio delle intercalazioni pelitiche aumenta rapidamente in corrispondenza delle variazioni faunistiche e quindi la distinzione è anche litologica.

Il carbonato delle marne sembra costituito in gran parte dai gusci dei foraminiferi planctonici. Infatti si osserva una buona corrispondenza tra la curva della calcimetria e la curva della percentuale del residuo di lavaggio sul totale del campione; nelle intercalazioni pelitiche il residuo è quasi esclusi-

sivamente costituito da fossili, nelle sabbie invece la percentuale di materiale detritico è molto alta. Vi è comunque una stretta relazione tra il limite inferiore litologico della formazione e quello paleontologico.

Al significato di questa variazione sia nelle faune che nella litologia si è in precedenza accennato, giungendo alla conclusione che essa sia il risultato della completa apertura tra il Mediterraneo e l'Oceano aperto. Comunicazioni parziali si dovevano avere anche in precedenza; per lo meno fin dall'inizio dell'emiclo di ritorno del ciclo evaporitico si dovette avere una fase di miglioramento delle comunicazioni, che ha determinato la disposizione trasgressiva degli strati della parte più alta della serie evaporitica con faune normali intercalate ad altre ipohaline ed a strati evaporitici.

Il passaggio tra la Formazione delle Carvane e quella dei Cavalieri, che viene qui preso, seguendo l'esempio della maggior parte degli autori, come limite tra il Miocene e il Pliocene, non sembra, per le considerazioni sopra dette avere valore che esca dall'ambito locale. È aperto inoltre il problema se esso sia o meno un limite cronologico. In questo quadro si pone pure il problema dei Trubi siciliani, i quali, insieme ad una fauna indubbiamente marina, mostrano una associazione limonite-pirite che significa mancanza di equilibrio chimico, cioè rapporti sedimentologici con i terreni del ciclo evaporitico (OGNIBEN, 1957).

Il limite superiore della Formazione dei Cavalieri è sempre ben netto, consistendo nel passaggio, che si compie nel giro di pochi metri, da sedimenti pelitici a sedimenti pselitico-psammitici compresi nella Formazione di Zinga.

All'interno della Formazione dei Cavalieri si nota una diminuzione del contenuto in carbonato di calcio dal basso in alto, e nella parte sommitale della formazione anche un aumento del contenuto arenaceo. Negli ultimi due o tre metri della Formazione il contenuto in sabbia aumenta rapidamente fino a formare all'estrema sommità uno strato di arenaria quarzosa chiara, fine e non ben cementata. Un piano di stratificazione di solito molto netto separa questo strato dai banchi sovrastanti di arenaria grossolana giallastra con un abbondante contenuto macrofaunistico e frequenti lenti conglomeratiche. Il limite superiore della Formazione dei Cavalieri è stato posto tra le arenarie fini bianche che passano gradualmente alle sottostanti marne e le arenarie gialle grossolane sovrastanti. Esso ha il vantaggio di essere facilmente riconoscibile e quindi cartografabile.

Non si è potuto constatare in nessuno degli affioramenti passaggio laterale tra la sommità della Formazione dei Cavalieri e la base della Formazione di Zinga. Si può tuttavia presumere che si sia avuta una migrazione della sedimentazione grossolana verso l'alto da Ovest ad Est e da Nord a Sud, e che quindi la parte sommitale della Marna argillosa dei Cavalieri riscontrata nei sondaggi perforati al centro del bacino sia eteropica rispetto alla parte basale della Formazione di Zinga affiorante ai bordi del Bacino Crotonese.

Gli affioramenti della Formazione sono diffusi lungo tutto il bordo del bacino, e anche nei sondaggi essa è stata quasi sempre attraversata. Nella tavoletta Strongoli le Marne dei Cavalieri affiorano a Nord delle Murgie, sulla sinistra del torrente Seccata, in contrada Tallarico. Nella tavoletta Verzino, si trova un vasto affioramento lungo il fiume Vitravo, a sud di Zinga, questo si estende a Sud nella tavoletta Belvedere di Spinello, dove si immerge sotto le arenarie che formano la Montagna Piana e la Timpa della Tripoda. Ad Ovest, in contrada Cavalieri, le marne mostrano estesi affioramenti con direzione NE-SW lungo le pendici della Montagnola e della Timpa dei Cavalieri. Un altro affioramento, ove si vedono assai bene i rapporti con le formazioni sottostanti e sovrastanti, si trova nella medesima tavoletta lungo il fosso Suriaggio a NE del paese di Belvedere di Spinello.

Sulla riva destra del Lese si trova un vasto affioramento poco prima della confluenza con il fiume Neto.

In contrada Pettinicchio e al Timpone Roccella, una struttura ad horst riporta in superficie le Marne dei Cavalieri. Questo affioramento si estende per breve tratto ad Est nella vicina tavoletta di Rocca di Neto e a Sud nella tavoletta di S. Severina fin sotto il paese omonimo.

Nella tavoletta Marcedusa l'affioramento più esteso si ha nell'angolo Sud-Ovest, ove però la facies è diversa da quella marnosa tipica: qui si trovano delle intercalazioni sottili di marne grigio verdi e strati di arenaria. Affioramenti estesi si trovano poi nelle tavolette Botricello e Cropani, sempre con granulometria grossolana. La tettonica assai complessa non permette in genere di vedere in queste ultime tavolette tutto lo spessore della Formazione la quale a tetto passa direttamente a strati argillosi, che per la loro litologia e contenuto faunistico sono stati compresi nella Formazione di Cutro; il limite tra le due Formazioni è stato posto in corrispondenza dello strato più basso di calcare

intercalato nella successione argillosa (vedi avanti Formazione di Cutro).

La Timpa dei Cavalieri, dalla quale la Formazione prende provvisoriamente il nome, si trova nella tavoletta 237-I-SE (Belvedere di Spinello), lungo il corso del Burrone Cùfalo. La situazione tettonica è molto semplice, gli strati affiorano a reggipoggio con inclinazione di 25° verso ESE.

Dal corso del Cùfalo ad Est affiora, prima una cupola larga 600 metri e lunga 2.000, con asse orientato SSW-NNE formato da strati di gesso, argilla e arenaria, e rivestita da uno strato di conglomerato che, per le sue caratteristiche litologiche, per la sua posizione stratigrafica, e per la microfauna contenuta nei campioni di argilla immediatamente a contatto è stato correlato con la Formazione delle Carvane. Al di sopra viene una costa a calanchi marnosi, coperta da una piastra arenacea che forma la cima della Timpa dei Cavalieri; questa successione è ricoperta dalla tipica Formazione argilloso-sabbiosa di Spartizzo.

Lo spessore delle marne è di 180 metri; a questo si devono aggiungere 20 metri basali nei quali alle marne sono intercalati strati di arenaria e 3 metri di sabbia quarzosa bianca alla sommità della Formazione: si raggiunge così lo spessore di 203 metri per la sezione della Formazione dei Cavalieri.

I macrofossili sono assenti per tutta la parte più bassa della sezione, mentre alla sommità si trova un livello fossilifero. La marna è compatta e mostra frattura concoide con superfici sulle quali sono evidenti i foraminiferi planctonici di grandi dimensioni.

Al lavaggio le marne presentano una fauna abbondante e ben conservata e scarsissimo residuo inorganico. Il peso del residuo diminuisce dal basso in alto, e il residuo dei campioni più bassi è costituito quasi esclusivamente da gusci di Foraminiferi, mentre nei campioni più alti la percentuale dei foraminiferi sul totale del residuo è di circa il 40%. Nell'ambito della fauna si osserva un aumento della percentuale del plancton sul benthos verso l'alto nella parte più bassa della formazione e poi una regolare diminuzione, fino ad aversi una netta prevalenza del benthos sul plancton negli strati sommitali.

La granulometria del residuo inorganico aumenta dal basso in alto. Il significato di queste variazioni è quello di un aumento rapido della velocità di sedimentazione detritica dal basso in alto, di un approfondimento del mare all'inizio della sedimentazione della Formazione con una successiva diminuzione della profondità dal basso in alto.

La variazione del rapporto plancton-benthos, oltre che legata alla variazione della profondità del mare, potrebbe essere dovuta anche a un miglioramento delle condizioni di vita sul fondo, in relazione all'allontanarsi delle condizioni di sedimentazione della serie evaporitica.

L'età della Formazione è stata stabilita globalmente, per gli scopi del presente lavoro, mediante la microfauna; a questo scopo è molto significativa la presenza dei seguenti foraminiferi:

Globorotalia hirsuta (D'ORBIGNY)
Globorotalia puncticulata (DESHAYES)
Eponides schreibersii (D'ORBIGNY)
Marginulina spinulosa (COSTA)
Marginulina hirsuta D'ORBIGNY
Planularia auris (DEFrance)
Siphonina planoconvexa (SILVESTRI)
Uvigerina rutila CUSHMAN
Vaginulina legumen margaritifera (BATSCH)

i quali indicano chiaramente un'età infrapliocenica.

Come in tutti i depositi assegnati al Pliocene inferiore nell'Appennino e in Sicilia la fauna è abbondante, con un gran numero di specie e con notevole sviluppo delle dimensioni degli individui; sono stati determinati, oltre a quelli sopra citati, i seguenti foraminiferi, i quali possono dare una chiara idea del contenuto micropaleontologico della formazione:

Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerinoides elongata (D'ORBIGNY)
Globigerinoides gomitulus (SEGUENZA)
Globorotalia crassula CUSHMAN & STEWARD
Orbulina universa D'ORBIGNY
Sphaeroidinella seminulina (SCHWAGER)
Anomalina helicina (COSTA)
Bulimina inflata SEGUENZA
Cassidulina subglobosa BRADY
Cibicides dutemplei (D'ORBIGNY)
Cibicides pachyderma (EHRENBERG)
Cibicides ungerianus (D'ORBIGNY)
Elphidium crispum (LINNE')
Eponides umbonatus stellatus (SILVESTRI)
Guttulina communis D'ORBIGNY
Hoeghündina elegans (D'ORBIGNY)
Marginulina costata (BATSCH)
Martinottiella communis (D'ORBIGNY)
Planularia cassis (FICHEL & MOLL)
Robulus calcar (LINNE')
Robulus cultratus MONTFORT
Robulus echinatus (D'ORBIGNY)
Robulus vortex (FICHEL & MOLL)

Sigmoilina celata (COSTA)
Siphonina reticulata (CZJZEK)
Siphonodosaria monilis (SILVESTRI)
Textularia soldanii (FORNASINI)
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Uvigerina pygmaea (D'ORBIGNY)

L'età della Formazione è senz'altro infrapliocenica, e più precisamente identificabile col Tabiniano come chiarito da SELLI (1960); la fauna è uguale a quella che caratterizza la zona A di RUGGIERI (1961), e molto simile a quella dei Trubi siciliani.

E) Molassa di Zinga

Mentre i nomi delle due formazioni precedentemente descritte sono nuovi, la Formazione di Zinga è già nota nella letteratura, essendo stata descritta da OGNIBEN (1955), il quale ne mostra anche la distribuzione nel Bacino Crotonese (fig. 1 del lavoro citato). Viene messo in evidenza il carattere di sedimentazione in acque basse con tendenza regressiva della sommità della formazione. A queste osservazioni si può aggiungere il ritrovamento di un livello di argille d'acqua dolce alla sommità della formazione, in contrada Canucchiara, 1 Km. a Nord del paese di Belvedere di Spinello. L'argilla, di colore scuro, e fittamente stratificata, si trova intercalata alla sommità della formazione, precisamente nelle sabbie quarzose sommitali descritte da OGNIBEN (1955); al lavaggio essa lascia un residuo costituito quasi esclusivamente di oogoni di caracee.

La sabbia sovrastante all'argilla, nella località citata, ha una stratificazione incrociata senza una direzione costante, del tipo di quella dovuta a deposito eolico.

A Sud di Casabona è stata misurata una sezione nella formazione argillosa sovrastante alla Formazione di Zinga, ed è stata riscontrata una discordanza tra l'argilla e la sottostante molassa. La superficie di contatto tra le due formazioni è ondulata e non ha alcun rapporto con l'andamento della sottostante stratificazione, mostrando così di essere una superficie di erosione, ricoperta in discordanza. Nella stessa sezione manca tutto il banco di sabbia bianca che solitamente termina verso l'alto la Molassa di Zinga. La discordanza tra la Molassa di Zinga e la sovrastante formazione, si ricava anche dall'andamento degli affioramenti in tutta la tavoletta Belvedere di Spinello e si può ricavare anche dai dati dei sondaggi perforati nella stessa tavoletta.

La Formazione di Zinga ha in pianta un aspetto lentiforme (Tav. II) allungato in senso N-S che volge verso Est nella sua parte settentrionale. Verso Ovest la Formazione si assottiglia rapidamente senza passaggi laterali. La pendenza verso Ovest degli strati, visibile sulle pendici della Serra di Altilia, del M. Capraro e del M. Fuscaldo, è in relazione non solo a cause tettoniche, ma anche all'andamento a lente della formazione.

Ad Ovest dell'allineamento sopra accennato non si trovano più affioramenti della Formazione di Zinga, neppure nei sondaggi al di sotto della copertura di terreni più recenti.

Il limite inferiore della formazione è stato scelto, come già è stato detto per la Formazione dei Cavalieri, in corrispondenza del passaggio dalle marne e dai pochi metri di sabbie fini bianche sovrapposti, alle molasse grossolane giallo-brune. Si è già messo in evidenza il fatto che questo limite è assai probabilmente tempo-trasgressivo.

Vi sono vari motivi per ammettere che al termine della sedimentazione della Molassa di Zinga si sia avuta una fase tettonica collegata, almeno in molti punti degli affioramenti conosciuti, a un periodo di erosione superficiale; motivi che possono essere riassunti come segue:

1) Discordanza tra la Formazione di Zinga e quelle sovrastanti, visibile sia in superficie nei singoli affioramenti che nell'insieme dell'andamento della superficie di contatto (tavolette Belvedere di Spinello, Petilia Policastro, S. Severina), sia in sottosuolo mediante correlazioni tra le colonne incontrate in sondaggi tra loro vicini.

2) Sedimenti di tipo eolico e sedimenti di acqua dolce alla sommità della Formazione di Zinga.

3) Lacuna stratigrafica alla base della sovrastante Formazione di Spartizzo nelle tavolette Belvedere di Spinello, Rocca di Neto e Petilia Policastro, sia in superficie che nei sondaggi.

Il limite superiore è pertanto una superficie d'erosione, almeno in molti punti dell'area di affioramento. Ad Est di Casabona e a Sud di Rocca-bernarda, cioè alle estremità dell'area di affioramento della Formazione di Zinga, si nota la sovrapposizione alle Molasse di Zinga di una formazione conglomeratico-arenacea, chiaramente eteropica rispetto alla Formazione argillosa di Spartizzo. Il limite tra le due formazioni arenacee è assai difficilmente apprezzabile litologicamente e per questo lavoro è stato tracciato seguendo materialmente passo a passo i banchi più alti della Formazione di Zinga. Basandosi su questo principio la Montagna

delle Murgie, nella tavoletta Strongoli, risulta costituita per la maggior parte dalla formazione arenaceo-conglomeratica sovrastante alla Formazione di Zinga e solo per gli strati basali dalla Formazione di Zinga.

Collegando i dati di superficie con i risultati dei sondaggi si può tracciare un quadro della distribuzione della Formazione di Zinga che completa e in parte modifica quello tracciato da OGNIBEN (1955). La Molassa di Zinga rappresenta il deposito litorale di chiusura del ciclo regressivo già iniziato verso la base della Formazione dei Cavalieri. Viene così individuato un ciclo sedimentario completo, che ha inizio all'acme del ciclo evaporitico (nel Crotonese alla base della Formazione detritico-salina) e termina con i livelli continentali alla sommità della Formazione di Zinga. Tutta la Formazione gessosa sovrastante alla zona salifera, la Formazione delle Carvane e la parte basale della Formazione dei Cavalieri costituiscono la fase trasgressiva del ciclo sedimentario. L'acme della trasgressione si raggiunge pochi metri sopra alla base della Formazione dei Cavalieri. I foraminiferi planctonici mostrano forme non specializzate nella parte basale del ciclo sedimentario, con un aumento del numero delle specie verso l'alto.

L'estensione attuale della Formazione di Zinga è il risultato di due cicli di erosione, uno al termine del deposito della formazione stessa e l'altro attuale, e pertanto non corrisponde affatto all'originario limite di sedimentazione.

La datazione della Molassa di Zinga si può ottenere solo basandosi sulle relazioni con le formazioni sottostante e sovrastante. I fossili, sia macro che micro, sono infatti assai abbondanti ma non molto significativi dal punto di vista cronologico. D'altra parte la formazione ha caratteri di rapida sedimentazione e pertanto l'età del suo deposito non può che variare entro limiti molto ristretti. Le considerazioni sulle quali si può basare la datazione sono:

1) Breve durata del deposito.

2) Presunto passaggio laterale alla parte sommitale della Formazione dei Cavalieri, la quale, fin negli strati più alti contiene fauna chiaramente infrapliocenica.

3) Sottoposizione, al di fuori dell'area di sedimentazione delle Argille di Spartizzo, a sedimenti contenenti microfaune databili come Pliocene medio.

Si conclude quindi per una età infrapliocenica per la formazione nel suo complesso.

Ciclo mediopliocenico-pleistocenico

A) *Argilla marnosa di Spartizzo*

Con questo nome OGNIBEN (1955) descrive due tipi di peliti ben distinguibili tra loro per la loro litologia: il primo tipo è quello affiorante a Manca Spartizzo, ed è una alternanza di banchi argillo-marnosi neri con sottili intercalazioni chiare sabbiose: vi si trovano intercalati anche alcuni straterelli calcarei di color bruno con spessore singolo di 5-15 cm. La fauna contenuta in tutta la formazione denuncia un ambiente ipohalino; sono frequenti letti di torba e lenti di brecce argillose. Il secondo tipo di peliti è indicato come la facies marina contemporanea al deposito delle peliti lagunari sopra dette.

Poiché il primo tipo è ben caratterizzato litologicamente e la sezione tipo è formata solo da questo tipo litologico, e poiché tra la pelite di facies marina e quella di ambiente lagunare vi è una notevole differenza litologica e il passaggio tra le due facies avviene non direttamente, ma attraverso una estesa formazione arenaceo-conglomeratica che si preferisce tener distinta come formazione a sè stante, sembra conveniente limitare il nome di Formazione di Spartizzo alle peliti di deposito lagunare.

Manca Spartizzo è il nome di una località nelle vicinanze del paese di Casabona e qui è stata misurata e campionata una sezione, che rappresenta il tipo della formazione come qui precisata, e che viene confermata come sezione tipo da descrivere prossimamente. Lo spessore totale è di 160 metri.

Verso Est si intercalano alla formazione degli strati arenacei che si ingrossano da Ovest ad Est; in questa direzione compaiono prima gli strati arenacei più alti e quindi quelli più bassi. Già nella sezione misurata la parte sommitale presenta una maggiore abbondanza della frazione arenacea rispetto alla frazione argillosa: a quaranta metri sotto il tetto della formazione compare uno strato sabbioso di cinque metri di spessore e alla estrema sommità si trova un banco arenaceo di 12 metri di spessore. Da Ovest ad Est questi strati aumentano di spessore e ne compaiono altri nella parte più bassa; nello spazio di due chilometri è compiuto il passaggio dalla argilla a una formazione completamente arenaceo-conglomeratica.

Il passaggio dall'argilla all'arenaria-conglomerato è grosso modo delimitata da una superficie inclinata rispetto alla stratificazione di 15°-20° verso Est. È evidente nel complesso una migrazione verso Ovest della facies arenacea al passare del tempo, fino ad

una completa invasione della laguna, nella quale in precedenza si sedimentava l'argilla.

La Formazione di Spartizzo ha una estensione ben definita, e i suoi limiti si possono facilmente seguire in superficie e mediante i numerosi sondaggi. Essa è limitata ad un'area grosso modo quadrangolare alla estremità nord-occidentale del Bacino Crotonese; verso Nord e verso Ovest la formazione è delimitata da una superficie di erosione, mentre verso Est e verso Sud è delimitata dal passaggio laterale alla formazione arenacea, con le caratteristiche sopra descritte.

Il lembo più settentrionale della formazione affiora lungo la strada che congiunge Pallagorio a Zinga in contrada Serra la Gradia. Qui essa è sottostante ad una formazione arenacea, mentre la base dell'affioramento è rappresentata da una faglia che mette in contatto la formazione con i gessi della Formazione detritico-salina.

Verso Ovest si trovano affioramenti lungo il torrente Lepre in contrada Bagni di Répole e lungo la Strada Statale n. 107, in corrispondenza della Cantoniera Campodanaro; lungo il Fiume Neto fino a 1,5 km a valle del Ponte Coniglio e quindi sulla riva destra in contrada Gratti. In tutti questi affioramenti la formazione poggia sui gessi della Formazione evaporitica superiore ed è sormontata da una formazione arenacea. Lo spessore è minore che non nello strato tipo, e raggiunge il valore minimo di 50 metri lungo il torrente Lepre.

Per quanto lo spessore vari assai irregolarmente da punto a punto, in media si nota una diminuzione andando verso Nord e verso Ovest. Si può notare pure la comparsa di uno o più strati arenaceo-conglomeratici alla base, non molto continui e con spessore in aumento nella stessa direzione.

Nelle zone ove la formazione assume il suo massimo spessore si intercalano agli strati di facies normale delle lenti di brecce argillose costituite da elementi provenienti dalla formazione stessa. Sembra trattarsi di locali frane singenetiche intercalate a periodi di normale sedimentazione, del tipo di quelle descritte col nome di Argille Brecciate da OGNIBEN (1954); il fenomeno ha però estensioni assai limitate, e le lenti hanno uno spessore massimo di 10 metri; brecce argillose si possono notare ad esempio lungo la strada che sale dal Neto a S. Severina. In questa zona ogni strato argilloso si mostra brecciato ed intercalato a straterelli sabbiosi. Sembrerebbe che il deposito di ogni strato argilloso sia avvenuto in un ambiente nel quale i sedimenti appena deposti venivano ritmicamente posti in equilibrio statico.

Verso il limite Est della formazione si può vedere bene il passaggio laterale a sedimenti grossolani; una favorevole esposizione, con un'ampia sezione dove si può seguire passo passo il completo passaggio laterale, si trova a Sud-Est del paese di Casabona. La Formazione di Spartizzo poggia in discordanza sulla Molassa di Zinga, ed è sormontata da una formazione arenacea.

Più a Sud una buona esposizione si trova lungo la valle del Neto, a SW del paese di Rocca di Neto, al monte Pedalacci. Il monte è costituito sulle sue pendici orientali da arenarie e conglomerati e sulle sue pendici occidentali da alternanze di arenarie e argille di Spartizzo. Al di sotto affiorano le Marne dei Cavalieri, mentre manca completamente la Molassa di Zinga.

Un'altra zona dove il passaggio è ben documentabile si trova a SW del paese di Roccabernarda, lungo la valle del Tacina. La facies argillosa di Spartizzo si trova a Nord e la facies arenacea a Sud; più ad Ovest il limite assume un andamento NW-SE e lo si può seguire con buona continuità in affioramento.

Congiungendo questi punti, e tenendo conto anche dei risultati dei sondaggi Rocca di Neto e Scandale nei quali non è stata rinvenuta la Formazione di Spartizzo, si può tracciare un arco concavo verso NW (tav. IV) che limita a Sud-Est gli affioramenti della formazione.

L'ambiente di sedimentazione, come si può vedere dalla fauna, sembra quello di una laguna con acqua sottosalata; sono rappresentati vari gruppi di organismi: foraminiferi, ostracodi, lamellibranchi, gasteropodi. I frequenti letti di lignite portano alla stessa conclusione. Le breccie argillose intercalate possono essere derivate da locali frane per rottura dell'equilibrio una volta superato l'angolo di riposo dei sedimenti, oppure da una momentanea diminuzione del livello delle acque che scopriva le parti più alte del fondo della laguna determinandone in tal modo l'erosione.

Il passaggio laterale verso Sud e Est a sedimenti più grossolani indica che la laguna era separata dal mare aperto da una barra costiera. L'andamento degli affioramenti arenaceo-conglomeratici ad arco concavo verso Nord-Ovest, insieme alla diminuzione della granulometria in senso radiale da Nord-Ovest ad Est, Sud-Est, Sud e la contemporanea comparsa nella stessa direzione di fossili marini indica che l'apporto del materiale detritico aveva direzione prevalente da NW.

La forma della barra dei sedimenti grossolani è governata oltre che dalle caratteristiche del mezzo

di apporto dalla morfologia del golfo e dalla intensità dei movimenti dell'acqua del mare. La ricostruzione dettagliata della sedimentazione all'interno della laguna e lungo la barra costiera potrà divenire l'argomento di un successivo lavoro, nel quale siano prese in considerazione le caratteristiche petrografiche e granulometriche delle successioni in affioramenti opportunamente scelti a rappresentare le diverse condizioni di deposito.

Per gli scopi del presente lavoro è interessante mettere ancora una volta in evidenza: 1) il carattere di sedimentazione basale di un ciclo di trasgressione, che può essere attribuito alla Formazione di Spartizzo che riposa, oltre che sulla Formazione di Zinga per mezzo di una superficie di erosione, anche su formazioni più antiche; 2) l'ambiente di sedimentazione lagunare, compreso tra la terra ferma e una barra costiera costituita da sedimenti detritici grossolani contemporanei al deposito della formazione stessa; 3) la ben definita area di affioramento all'angolo nord-occidentale del Bacino Crotonese.

La fauna contenuta ha caratteri di oligotipia assai caratteristici dell'ambiente, ma è assai poco interessante per considerazioni cronologiche. Si preferisce pertanto datare la formazione mediante la fauna marina contenuta in strati ad essa laterali e da noi compresi nella Formazione di Cutro.

B) *Molassa di Scandale*

Con questo nome è stata descritta da OGNIBEN (1955) una formazione arenacea stratigraficamente sovrastante alla Formazione di Spartizzo. La località tipo indicata è il colle sul quale è edificato il paese di Scandale. Si tratta di un affioramento allungato in senso NE-SW per una estensione di circa dieci chilometri di arenarie immergentesi verso SE. Il limite nord occidentale dell'affioramento è delimitato da una lunga faglia che mette a contatto con la Formazione di Scandale terreni più recenti. Il sondaggio Scandale n. 1 ha attraversato la formazione arenacea per m 110 e al di sotto non ha trovato la Formazione di Spartizzo, ma peliti con faune eguali a quelle della Formazione dei Cavalieri.

L'affioramento di Scandale è limitato a NE e a SW da faglie e quindi non si può materialmente collegarlo con le formazioni arenacee che si trovano al di sopra della Formazione di Spartizzo; OGNIBEN (1955) fa la correlazione sopra indicata basandosi su considerazioni intorno all'età. Da un esame esteso a tutto il Bacino Crotonese si è potuto met-

tere in chiaro che si possono utilmente distinguere due membri nella Formazione di Scandale: il primo affiora al di sopra della Formazione di Spartizzo nell'area detta sopra, il secondo è laterale alla Formazione di Spartizzo e limita quest'ultima verso Sud e verso Est estendendosi nella zona più interna del Bacino Crotonese, ove rappresenta la base della trasgressione mediopliocenica.

Gli affioramenti dei due membri sopra descritti sono assai spesso separati tra loro da faglie, per cui non si ha una continuità materiale. In particolare è assai difficile dimostrare la continuità dell'affioramento sul quale sorge il paese di Scandale con gli affioramenti a contatto della Formazione di Spartizzo. Potrebbe anche essere utile distinguere due formazioni con nomi diversi, ma ad evitare di caricare troppo la nomenclatura si preferisce mantenere un'unica formazione con il nome di Scandale, anche se l'affioramento del paese omonimo non rappresenta se non una parte dell'intera sezione della Formazione. Il fatto che quello di Scandale sia il più esteso affioramento tra quanti da noi riuniti nella Formazione, e che sia stato attraversato da due sondaggi per ricerche di idrocarburi perforati da due diverse Società (Montecatini e Sori), fa sì che sia anche il meglio conosciuto da coloro che si sono occupati della geologia della zona e quindi quello che meglio serve a conservare il tipo della formazione.

La distribuzione areale degli affioramenti è strettamente collegata ai rapporti che intercorrono tra i due membri sopra definiti.

La formazione mostra uno spessore che non supera i 300 metri in tutta l'area dove è sovrastante alla Formazione di Spartizzo, e si può notare un assottigliamento in direzione Nord ed Ovest; non è stata invece osservata alcuna polarità interessante nelle caratteristiche litologiche.

Lateralmente alla Formazione di Spartizzo la formazione assume uno spessore maggiore, fino a 450 metri, con granulometria decrescente radialmente da Nord-Ovest ad E, SE e S. A Monte Pedalacci sono assai frequenti gli strati di conglomerato, con i singoli banchi gradati con spessori di 30-40 metri, con sottili intercalazioni argillose tra un banco e l'altro. Allontanandosi in direzione radiale dall'estremità NW del Bacino Crotonese, lo spessore degli affioramenti rapidamente decresce, e la formazione si immerge al di sotto di terreni più recenti. L'affioramento del paese di Scandale non mostra intercalazioni di argille eguali a quelle della Formazione di Spartizzo.

Nei sondaggi perforati sulla costa si trova un banco arenaceo di piccolo spessore intercalato tra formazioni pelitiche, le quali al di sotto della sabbia contengono microfauna eguale a quella della Formazione dei Cavalieri. Non si può dimostrare con certezza la continuità tra il banco sabbioso trovato nei sondaggi e l'affioramento di Scandale, nè la continuità tra l'affioramento di Scandale e quello di Pedalacci, e cioè in definitiva non è possibile mettere in chiaro i rapporti tra l'affioramento di Scandale e la Formazione di Spartizzo. Per la posizione nella successione stratigrafica locale, viene qui ammesso che a Scandale affiori un banco arenaceo laterale alla Formazione di Spartizzo, e che lo strato arenaceo che si trova nei sondaggi lungo la costa sia laterale agli strati più bassi affioranti a Scandale, o che sia anche stratigraficamente più basso, ma comunque in continuità con l'affioramento di Scandale. L'arenaria affiorante al di sopra della Formazione di Spartizzo è la continuazione, verso l'estremità NW del Bacino Crotonese, della formazione arenacea affiorante a Scandale, migrata, seguendo il senso della trasgressione, verso livelli stratigraficamente più alti. Nel tentativo di correlare i vari affioramenti, per riconoscere l'unità della Formazione di Scandale si è tenuto conto non solo della litologia, ma anche della microfauna, del carattere trasgressivo che si è potuto riconoscere per la maggior parte degli affioramenti, ed infine della direzione della trasgressione.

In complesso la Formazione di Scandale risulterebbe costituita da una zona di massimo spessore ai bordi dell'area di deposito della Formazione di Spartizzo; da questo corpo principale si diparte verso Nord Ovest un pacco di strati sommitali che vanno a ricoprire la Formazione di Spartizzo, e verso Est, Sud-Est e Sud un altro pacco di strati basali, il quale si assottiglia e passa lateralmente a sedimenti sempre più fini, e che segna il limite tra la Formazione dei Cavalieri e le sovrastanti peliti della Formazione di Cutro (vedi avanti).

Sono stati distinti all'interno della Formazione di Scandale due membri: Membro di Pedalacci (inferiore) e Membro di Barretta (superiore). La distinzione è limitata alla fascia nord-occidentale degli affioramenti.

Il Membro di Pedalacci è costituito da una alternanza di banconi gradati di conglomerati, sabbie e sottili intercalazioni siltoso-argillose. Nella zona del Monte Pedalacci sono praticamente assenti i macrofossili, limitati a sottili livelli di pectinidi, ma verso Est nella formazione si intercalano più consistenti livelli fossiliferi in concomitanza con la

diminuzione della granulometria del deposito. Il colore è grigio con strati nettamente più chiari di arenarie quarzose. La cementazione è assai scarsa se si eccettuano alcuni banchi conglomeratici e la parte alta di arenaria fine di ogni banco.

La morfologia non risulta in complesso molto dolce, con blocchi di limitate dimensioni separati da zone profondamente incise dall'erosione. Il Membro di Pedalacci ha un'area di distribuzione di forma allungata ad arco concavo verso NW, ai bordi dell'area di distribuzione della Formazione di Spartizzo. La larghezza della fascia di distribuzione del Membro di Pedalacci, con le caratteristiche sopra dette, raggiunge i 2.500 metri (tav. IV).

Verso Est e Sud il Membro di Pedalacci passa lateralmente nella sua parte alta a sedimenti pelitici della Formazione di Cutro e nella parte bassa ad un'arenaria fine giallastra, contenente numerosi macrofossili, che rappresenta la Formazione di Scandale indistinta. Questa arenaria si distingue dal Membro di Pedalacci per il maggior contenuto in fossili, la maggiore cementazione e la minore granulometria.

Verso l'alto il Membro di Pedalacci passa al Membro di Barretta, il quale si estende verso NW sulla Formazione di Spartizzo, mentre non supera verso Est, Sud-Est e Sud l'area di affioramento del Membro di Pedalacci; lateralmente verso NW si ha un rapido passaggio laterale del Membro di Pedalacci alla Formazione di Spartizzo (v. tav. III e IV).

Il Membro di Barretta è costituito da una successione di banconi gradati di arenaria giallastra, non molto cementata, che passa in ogni singolo banco verso l'alto a peliti di color azzurro, litologicamente e faunisticamente simili a quelle che si trovano nella sovrastante Formazione di Cutro. Si distingue dal Membro di Pedalacci per la granulometria più fine e per l'abbondanza di macrofossili in esso contenuti. La cementazione è molto variabile sia in senso verticale che laterale, e si passa da arenarie a sabbie debolmente cementate. È variabile assai rapidamente anche il rapporto tra peliti e psammiti cosicché si passa da zone nelle quali la formazione è costituita quasi esclusivamente da arenarie a zone nelle quali sono prevalenti le peliti. La sezione tipo si può osservare in contrada Barretta lungo il Fiume Neto a Timpa S. Francesco: è stato scelto il primo nome perché lo si può trovare in tutte le carte topografiche. L'area di distribuzione si sovrappone a quelle della Formazione di Spartizzo e del Membro di Pedalacci; verso Nord, Nord-Ovest ed Ovest si trovano pochi lembi

di limitate dimensioni i quali poggiano direttamente sulle formazioni evaporitiche; nella stessa direzione la formazione si assottiglia ed è limitata dall'erosione, mentre verso Est, Sud-Est e Sud passa lateralmente a sedimenti fini compresi nella Formazione di Cutro. Al di sopra della formazione si trovano sempre Argille di Cutro.

La distinzione tra i due membri della formazione si ottiene solo seguendo sul terreno i singoli banchi arenacei, poiché il passaggio è graduale e la facies non molto diversa. La fauna delle argille contenuta nel Membro di Barretta è in tutto simile a quella contenuta negli strati più bassi della sovrastante Formazione di Cutro, mentre la fauna contenuta nelle argille intercalate al Membro di Pedalacci è simile alla fauna ipohalina della Formazione di Spartizzo.

In superficie non si trovano affioramenti sufficientemente estesi della parte più esterna rispetto all'arco di affioramento della Formazione di Scandale (parte indifferenziata), e anzi nelle aree più meridionali si vede la Formazione di Cutro separata dalla Formazione dei Cavalieri solo da un sottilissimo livello più sabbioso, e da uno straterello calcareo. Non si ritiene pertanto opportuno distinguere questa parte della formazione come membro a se stante.

L'età della formazione varia dai bordi al centro del Bacino Crotonese. La datazione risulta sempre comunque imprecisa per la natura costiera del deposito. In argille siltose intercalate al Membro di Barretta in località Timpa S. Francesco (tav. Belvedere di Spinello) sono stati determinati i seguenti foraminiferi:

Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerinoides elongata (D'ORBIGNY)
Globigerinoides gomitulus (SEGUENZA)
Orbulina universa D'ORBIGNY
Ammonia beccarii (LINNÉ)
Ammonia beccarii inflata (SEGUENZA)
Asterigerina mamilla (WILLIAMSON)
Bigenerina nodosaria D'ORBIGNY
Bolivina alata SEGUENZA
Bolivina catanensis SEGUENZA
Bolivina dilatata REUSS
Bolivina italica CUSHMAN
Bolivina spathulata (WILLIAMSON)
Bulimina elegans D'ORBIGNY
Bulimina etnea SEGUENZA
Bulimina fusiformis WILLIAMSON
Bulimina pupoides D'ORBIGNY
Bulimina marginata D'ORBIGNY

Bulimina ovata D'ORBIGNY
Cassidulina laevigata carinata SILVESTRI
Cibicides floridanus (CUSHMAN)
Cibicides lobatulus (WALKER & JAKOB)
Discorbis globularis (D'ORBIGNY)
Discorbis orbicularis (TERQUEM)
Dorothia gibbosa (D'ORBIGNY)
Elphidium macellum (FICHTEL & MOLL)
Glandulina glans D'ORBIGNY
Glandulina laevigata D'ORBIGNY
Gyroidina umbonata (SILVESTRI)
Guttulina communis D'ORBIGNY
Lagena aradasii SEGUENZA
Lagena clavata (D'ORBIGNY)
Lagena laevis (MONTAGU)
Lagena semistriata (WILLIAMSON)
Lagena squamosa (MONTAGU)
Nonion boueanum (D'ORBIGNY)
Nonion pompilioides (FICHTEL & MOLL)
Planorbulina mediterranensis D'ORBIGNY
Pyrgo bulloides (D'ORBIGNY)
Pyrgo depressa (D'ORBIGNY)
Quinqueloculina oblonga (MONTAGU)
Quinqueloculina padana PERCONIG
Quinqueloculina seminulum (LINNE')
Quinqueloculina vulgaris D'ORBIGNY
Reussella spinulosa (REUSS)
Robulus cultratus MONTFORT
Robulus rotulatus (LAMARK)
Sigmoilina schlumbergeri (SILVESTRI)
Spiroplectammina wrighti (SILVESTRI)
Textularia concava jugosa (SILVESTRI)
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Uvigerina pygmaea D'ORBIGNY
Valvulineria bradyana (FORNASINI)

Il benthos è nettamente prevalente, e come numero di individui rappresenta il 97% della fauna; tra questi quasi la metà appartengono al gruppo della *Ammonia beccarii*. Oltre ai foraminiferi sono presenti ostracodi, frammenti di molluschi, radioli di echinidi e frustoli carboniosi.

In argilla marnosa raccolta alla base del calanco di Timpa Biso, ad Ovest del paese di Strongoli, cioè alla base della Formazione di Cutro in un'area lontana dal bordo del Bacino Crotonese, sono stati riconosciuti i seguenti foraminiferi:

Globigerina bulloides D'ORBIGNY
Globigerina inflata D'ORBIGNY
Globigerinoides elongata (D'ORBIGNY)
Globigerinoides sacculifera (BRADY)
Globigerinoides triloba (REUSS)
Globorotalia crassula CUSHMAN & STEWARD

Globorotalia punctulata (DESHAYES)
Orbulina universa D'ORBIGNY
Sphaeroidinella rutschi CUSHMAN & REUSS
Ammonia beccarii inflata (SEGUENZA)
Bolivina exilis BRADY
Bolivina subaenariensis CUSHMAN
Bulimina aculeata D'ORBIGNY
Bulimina inflata SEGUENZA
Bulimina ovata D'ORBIGNY
Cassidulina subglobosa BRADY
Cibicides floridanus (CUSHMAN)
Cibicides lobatulus (WALKER & JAKOB)
Cibicides ungerianus (D'ORBIGNY)
Dorothia gibbosa (D'ORBIGNY)
Gyroidina laevigata D'ORBIGNY
Gyroidina soldanii D'ORBIGNY
Hopkinsina bononiensis (FORNASINI)
Marginulina coarctata SILVESTRI
Marginulina costata (BATSCH)
Marginulina crebricosta SEGUENZA
Nonion boueanum (D'ORBIGNY)
Nonion pompilioides (FICHTEL & MOLL)
Nonion soldanii (D'ORBIGNY)
Ortomorphina bassanii (FORNASINI)
Ortomorphina tenuicostata (COSTA)
Planulina ariminensis (D'ORBIGNY)
Pullenia bulloides D'ORBIGNY
Robulus calcar (LINNE')
Robulus cultratus MONTFORT
Robulus echinatus (D'ORBIGNY)
Robulus orbicularis D'ORBIGNY
Robulus rotulatus (LAMARK)
Robulus vortex (FICHTEL & MOLL)
Saracenaria italica DEFRANCE
Sigmoilina celata (COSTA)
Siphonina planoconvexa (SILVESTRI)
Siphonina reticulata (CZJZEK)
Sphaeroidina bulloides D'ORBIGNY
Uvigerina peregrina CUSHMAN
Uvigerina pygmaea D'ORBIGNY
Vaginulopsis inversa (COSTA)

Il benthos e il plancton sono rappresentati in proporzioni eguali; gli individui sono ben sviluppati e in ottimo stato di conservazione. Sono presenti anche ostracodi e frammenti di molluschi.

È interessante notare che tra i due campioni il primo sembra essere più recente anche se è stato raccolto entro la Formazione di Scandale, mentre il secondo è stato raccolto sopra la Formazione di Scandale. La posizione del punto di raccolta dei due campioni, insieme alla migrazione verso l'alto del limite superiore della Formazione di Scandale

dal centro al bordo del bacino, dà una spiegazione plausibile dell'apparente contrasto. Il campione di Timpa Bisio è stato raccolto in strati laterali alla parte più alta del Membro di Pedalacci e cioè in definitiva laterali alla Formazione di Spartizzo e quindi può dare un'idea dell'età di quest'ultima formazione molto più precisa che non quella che si potrebbe ricavare dall'analisi delle faune contenute nella formazione stessa.

Il quadro che si ricava dai due elenchi sopra riportati è quello di un'età oscillante tra il Pliocene medio (Timpa Bisio) e il Pliocene superiore (Timpa S. Francesco).

C) *Argilla marnosa di Cutro*

Con questo nome si indica una potente ed estesa formazione di argille, argille siltose e argille marnose di color azzurro, quasi sempre fossilifere, spesso senza evidente stratificazione, a frattura scheggiata. Alle peliti si intercalano banchi di arenaria, strati di ritmite tripolacea e sottili livelli calcarei.

La formazione di Cutro si potrebbe confondere all'aspetto con quella del Ponda, se non fosse che quest'ultima mostra una stratificazione resa evidente da bande alternate chiare e scure e una frattura di tipo scaglioso; si potrebbe confondere anche con la Formazione dei Cavalieri, ma quest'ultima mostra in media un maggior contenuto in carbonato di calcio e frequentemente assenza di macrofossili. Comunque il contenuto microfaunistico è sempre indicativo per una sicura distinzione.

La Formazione di Cutro è un corpo cuneiforme con spessore minimo lungo il bordo del bacino, che si ingrossa verso la costa attuale e cioè verso il centro del bacino. Lo spessore è notevole e supera in molte aree i 1.200 m; è difficile trovare affioramenti nei quali si possa studiare l'intera formazione, dato il grande spessore che essa presenta e le notevoli dislocazioni.

All'interno della monotona successione pelitica si possono individuare alcune variazioni litologiche che permettono una ulteriore suddivisione. La validità e l'utilità di queste suddivisioni dovrà però essere confermata da rilievi di dettaglio in tutta l'area nel Bacino Crotonese. Il primo e più evidente elemento litologico utilizzabile per una suddivisione è dato da banchi arenacei o sabbiosi. Essi si trovano più frequentemente ai bordi del Bacino Crotonese e lo spessore può essere anche notevole. La loro continuità è però assai modesta e possono quindi venir utilizzati solo per suddivisioni locali. Uno dei complessi più potenti è costituito dal-

le arenarie affioranti in corrispondenza del paese di Strongoli (Arenarie di Strongoli, OGNIBEN, 1955). Un alto banco, di pochi metri di spessore (5-10), si può seguire con direzione all'incirca Nord-Sud in tutta la tavoletta Belvedere di Spinello e affiora in modo assai evidente a Timpa S. Francesco (sulla riva destra del Neto) intercalato alla formazione argillosa. Si hanno inoltre le lenti sabbiose affioranti lungo il vallone Bartolazzi sempre nella tavoletta Belvedere di Spinello, le sabbie di Serra Mulara nella tavoletta Rocca di Neto e Fasana ed altri affioramenti di minor spessore distribuiti specialmente al bordo del Bacino Crotonese.

La limitazione di queste intercalazioni sabbiose ai bordi del bacino ne fa degli elementi marginali, che lasciano sussistere la Formazione di Cutro come un complesso unitario nella maggior parte dell'area crotonese. Per questa ragione non può essere adottata per tutto il bacino la successione rilevata da OGNIBEN (1955) nella zona di Strongoli, delle Argille marnose di Timpa Bisio, Arenarie di Strongoli ed Argille marnose di Gigliolo, valida solo per quell'estremo NE del bacino.

Un elemento litologico meno evidente, ma non meno importante per eventuali suddivisioni, è costituito da strati di ritmiti marnose leggere, bianche o di color grigio chiaro con diatomee, radiolari e pesci, molto simili al tripoli che si trova alla base delle formazioni evaporitiche e già segnalate da SELLi in EMILIANI, MAYEDA, SELLi (1961) per la zona di Cutro. Questi livelli sono molto numerosi e facilmente riconoscibili nei calanchi, ma assai meno nei campi coltivati; pertanto danno utili indicazioni strutturali, dove si possono materialmente seguire, ma è quasi sempre difficile correlare livelli tripolacei in affioramenti tra loro separati, perché si arrischia di unire livelli litologicamente simili ma stratigraficamente molto diversi. Una zona con più frequenti livelli tripolacei si può riconoscere nella parte alta della formazione e spesso è possibile cartografare questa zona come unità litologica indipendente.

SELLi in EMILIANI, MAYEDA, SELLi (1961) descrive sabbie vulcaniche in associazione ai livelli tripolacei, ed interpreta l'abbondanza di diatomee come dovuta ad arricchimento in silice di origine vulcanica, presupponendo un vulcanismo nell'area della Sila o del mare Jonio; i tripoli sarebbero limitati alla parte meridionale del Bacino Crotonese.

Nel corso del presente lavoro sono stati trovati affioramenti di ritmiti in tutte le aree nelle quali la Formazione affiora con una certa continuità. Non si è potuto controllare senza dettagliati rilievi se

esse possano venir utilizzate come strati guida. Provvisoriamente si può distinguere come unità litologica al livello del membro la zona a frequenti strati tripolacei che si trova nella parte alta della Formazione; da una località nella tavoletta S. Leonardo di Cutro dove essa affiora ampiamente, si denomina provvisoriamente questa unità come Membro di Rositello.

Un terzo elemento litologico assai caratteristico è costituito da calcari e calcari marnosi di color nocciola, di solito in straterelli dello spessore di pochi centimetri, i quali si raccolgono a formare banchi prevalentemente calcarei dello spessore di uno o due metri. I livelli sono numerosi e sembrano trovarsi tutti nella parte più bassa della formazione, affiorando prevalentemente a Sud, Sud-Est ed Est dell'area di affioramento del Membro di Pedalacci della Formazione di Scandale. Livelli litologicamente simili si ritrovano anche nella Formazione di Spartizzo. Sembra che i calcari abbiano il massimo sviluppo solo in una fascia contigua al Membro di Pedalacci, mentre nelle aree più lontane diminuisce la frequenza degli strati calcarei.

Questi livelli possono costituire buoni strati-guida per aree anche vaste, perché sono facilmente riconoscibili anche dove non esistono affioramenti; nei terreni agrari in corrispondenza di questi strati si trovano infatti sempre delle piastrelle calcaree. Gli affioramenti si trovano con buona frequenza nelle tavolette Rocca di Neto e Botricello.

Poiché i livelli calcarei si trovano prevalentemente nella parte bassa della formazione il numero degli affioramenti è limitato, e non è stata ancora osservata una zona ove poter studiare completamente una sezione, per cui si preferisce per ora non distinguere la zona a livelli calcarei come membro.

Il passaggio tra la Formazione di Cutro e la sottostante Formazione di Scandale è graduale e in continuità di sedimentazione; ovunque si può misurare l'inclinazione degli strati si vede anche che esiste una perfetta concordanza tra le due Formazioni. La litologia e la fauna mostrano che nel complesso la Formazione di Cutro rappresenta un approfondimento del bacino di sedimentazione rispetto alla Formazione di Scandale; continua cioè la trasgressione iniziata con la Formazione di Spartizzo.

Nella parte alta la formazione passa gradualmente e con continuità a sabbie con faune di mare sempre meno profondo; verso la sommità della formazione ha pertanto inizio la fase regressiva che ha portato all'emersione di molta parte del Bacino Crotonese.

All'estremità NE e SW del bordo dell'attuale Bacino Crotonese è possibile vedere la Formazione di Cutro trasgredire direttamente senza l'interposizione, o solo con lembi molto sottili, della Formazione di Scandale. Situazioni di questo tipo sono cartografate da OGNIBEN (1955) per la zona di Strongoli-Torre Melissa (dove la Formazione di Cutro corrisponde all'insieme delle Argille marnose di Timpa Biso, delle Arenarie di Strongoli e delle Argille marnose di Gigliolo della carta di OGNIBEN). Altre situazioni analoghe si trovano nella tavoletta Marcedusa al bordo meridionale del Bacino Crotonese.

L'acme della trasgressione sembra essere molto recente, poichè la facies argillosa con fauna di mare aperto mostra livelli ad *Anomalina balthica* in zone vicine al bordo dell'attuale Bacino Crotonese.

La Formazione di Cutro affiora su vastissime estensioni in tutto il Bacino Crotonese; attualmente gli affioramenti non oltrepassano una linea arcuata concava verso SE passante per i paesi di Strongoli, Casabona, Belvedere di Spinello e Roccabernarda. In corrispondenza di questa linea si ha il massimo assottigliamento della Formazione di Cutro, e si osserva una diminuzione di spessore anche nelle sottostanti Formazioni di Scandale e Spartizzo. Questo sembra significare che l'attuale dorsale di Arenarie di Zinga che attualmente affiora lungo questa linea fosse, all'epoca della deposizione delle tre formazioni, una zona di minor deposito, cioè un'area del fondo marino più sollevata rispetto alle aree adiacenti. Questa tendenza sembra essersi accentuata col tempo.

Ad Ovest di Roccabernarda il limite degli affioramenti della Formazione di Cutro forma una ansa verso Sud, per poi modellarsi sull'andamento degli affioramenti dei terreni cristallini.

Un andamento analogo del limite attuale degli affioramenti si trova anche nella zona di Strongoli, dove l'arco forma un'ansa verso Est. Questa disposizione degli affioramenti alle due estremità della dorsale di Arenarie di Zinga sembra apportare una ulteriore conferma all'ipotesi che la dorsale fosse una zona più sollevata e quindi di minor richiamo, e la mancanza di affioramenti della Formazione di Cutro a monte della dorsale sia dovuta in gran parte all'erosione.

Il nome della formazione deriva dal paese di Cutro, nelle vicinanze del quale si trovano vasti affioramenti (a parte i terrazzi e le alluvioni, tutta la tavoletta Cutro è coperta da questa formazione); il nome di Argilla di Cutro è già noto nella letteratura, pur sempre con riferimento ad una unità

non molto ben definità (DE BOSNIASKI 1879, CORTESE, 1895). GIGNOUX (1913) parla di Argille del Marchesato comprendendovi però anche le marne qui distinte col nome di Formazione dei Cavalieri, oltre alle Argille di Cutro. OGNIBEN (1955) ricorda questa formazione per l'interno del bacino, col nome di «Argille di Cutro» usato dai geologi della Montecatini, ma la suddivide per la zona di Strongoli in due distinte formazioni argillose separate dalle Arenarie di Strongoli, come addietro riferito.

Lungo i tornanti della SS. Jonica n. 106 immediatamente ad Ovest di Cutro si ha una buona esposizione della parte intermedia della formazione. Non è stato rinvenuto nessun affioramento dove si potesse campionare con continuità tutto lo spessore della formazione, e si preferisce pertanto lasciare alla formazione il nome provvisorio di Cutro, in attesa di poter definire una successione di minori unità litologiche, dando per ognuna una sezione tipo.

L'età della Formazione di Cutro, come ci si può aspettare dal suo grande spessore e dai rapporti con le altre formazioni, varia entro limiti assai larghi; si va da faune calabriane ad *Anomalina balthica* in alto, a faune con caratteristiche nettamente medio-plioceniche alla base. È già stato citato un elenco di microfossili determinati in un campione prelevato alla base del calanco di Timpa Bisio (Strongoli), i quali indicano una età medio-pliocenica (zona A di RUGGIERI 1961). Questo è il limite inferiore dell'età della Formazione di Cutro.

I campioni più alti stratigraficamente contengono una fauna chiaramente calabriana, che è già stata studiata da SELLi, (in EMILIANI, MAYEDA, SELLi, 1961) nella sezione di Le Castella (tavoletta S. Leonardo di Cutro). Nel presente lavoro non è stato rinvenuto nessun campione contenente fauna più recente del Calabriano, ed anzi anche la sovrastante Formazione di S. Mauro mostra chiaramente una età calabriano-siciliana.

Il limite tra il Pliocene e Pleistocene nel Bacino Crotonese non mostra eventi paleogeografici significativi, ed è indicato solo dalle modificazioni della fauna studiate da SELLi in EMILIANI, MAYEDA, SELLi, (1961), e che non è il caso di discutere qui. OGNIBEN (1955) per la zona di Strongoli analizza in qualche dettaglio sedimenti e microfaune, mettendo in rilievo un'oscillazione marginale supra-pliocenica, con microfaune nane, ma senza riscontrare la presenza di *Anomalina balthica*.

Riassumendo quanto è stato esposto in precedenza si ricava il seguente quadro: nel Pliocene

medio un mare che deposita argilla ricopre molta parte del Bacino Crotonese. Questo mare si approfondisce durante il Pliocene e ai bordi del bacino avanza conquistando limitati settori della costa con oscillazioni. La trasgressione raggiunge il suo acme all'inizio del Calabriano; da allora ha inizio la fase regressiva che metterà allo scoperto quasi tutto il Bacino Crotonese.

D) Molassa di S. Mauro

I sedimenti più recenti che si trovano al di sotto dei terrazzi marini o che sono tagliati in alto dalla superficie di erosione costituiscono nel Crotonese una formazione sabbioso-conglomeratica rossastra, pochissimo cementata e senza evidente stratificazione. Essa affiora a formare un arco concavo verso Sud-Est alla Serra della Timpa Rossa, alla Serra di Faraone, sotto al paese di S. Mauro Marchesato (dal quale la formazione prende provvisoriamente il nome) e al Timpone Margherita. Più a Sud un vasto affioramento si trova al Timpone Pulicino e sotto al paese di Marcedusa; a Nord vanno assegnate dubitativamente a questa formazione le sabbie di Serra Molara e Serra Polligrone (tav. Belvedere di Spinello).

In tutta l'area principale e nell'affioramento meridionale al di sotto di questa formazione affiorano le Argille di Cutro con livelli contenenti *Anomalina balthica*. L'affioramento settentrionale si trova in un'area interessata da intensi disturbi tettonici per cui non è stato possibile vedere il passaggio dalla Formazione di Cutro alla Formazione di S. Mauro. Lo spessore della Formazione è assai variabile, in dipendenza anche della erosione superficiale, ma non sembra mai superare i 100 metri.

Spesso è difficile distinguere questa formazione da quelle arenacee sottostanti; i criteri litologici distintivi consistono essenzialmente nel colore rossastro, nella scarsissima cementazione e nella quasi completa assenza di stratificazione. Nei casi dubbi è spesso risolutiva la fauna.

Negli affioramenti esaminati l'inclinazione degli strati è sempre debole e leggermente inferiore che non nelle formazioni sottostanti. La Molassa di S. Mauro è invece interessata dal sistema di faglie che determina la struttura tettonica del Bacino Crotonese. Gli affioramenti sono spesso caratterizzati da *Cyprina islandica* e contengono microfauna con *Anomalina balthica*: è questo il caso di S. Mauro. La fauna di mare freddo definisce un'età Calabriana o Siciliana; non sono state esaminate le micro-

faune sufficientemente per risolvere l'attribuzione tra i due piani.

Per la limitatezza degli affioramenti non si sono potuti esaminare in dettaglio gli eventuali passaggi laterali alla Formazione di Cutro; solo a Serra di Faraone, sulla riva destra del fiume Neto, lungo il torrente Cipodero, si vede chiaramente che gli strati basali della Formazione passano rapidamente ad argilla. SELLI (1962) nella fig. 1 del suo lavoro mostra la variazione laterale degli strati basali della Formazione di S. Mauro (molasse indicate con Ca ad W della faglia di Scandale nella fig. 1 del lavoro citato), da molasse ad Ovest ad argille verso Est, cioè una disposizione regressiva da W ad E della formazione arenacea.

Terrazzi marini

Non è stata dedicata una cura particolare allo studio dei terrazzi quaternari; si rimanda pertanto alle conclusioni del recente lavoro di SELLI (1962a)

e alle precedenti analisi di RUGGIERI (1949, 1953).

SELLI (1962a) riconosce sette ordini di terrazzi (fig. 4 del lavoro citato) alle seguenti quote:

I	m 230 - 140
II	m 120 - 90
III	m 80 - 60
IV	m 55 - 45
V	m 40 - 20
VI	m 15 - 5
VII	m 1 - 0

Il più alto (230-140 m.) è di gran lunga il più esteso e concordemente da RUGGIERI (1935) e SELLI (1962a) viene datato come post-Calabriano e pre-Tirreniano e da SELLI (1962a) come Milaziano, insieme ai due estesi terrazzi II e III. I terrazzi a quota inferiore, dei quali il V è il più esteso, sono datati da SELLI (1962a) come Tirreniani e post-Tirreniani. I lineamenti morfologici più evidenti sono: la spianata del primo terrazzo e lo scalino tra il I e il II terrazzo.

CONCLUSIONI STRATIGRAFICHE

Il bacino Crotonese è un'area al bordo orientale della Sila nella quale affiorano terreni sedimentari neogenici, direttamente poggianti sul substrato cristallino silano. Il basamento affiora al bordo del bacino ed è stato ritrovato in un sondaggio perforato all'interno del bacino in vicinanza del paese di Scandale.

Durante il Miocene medio un mare non molto profondo è avanzato su tutta l'attuale area del Bacino Crotonese e anche su una larga fascia della zona che attualmente ne costituisce il bordo. Questo mare ha ricoperto il Crotonese fino al Calabriano.

Si possono distinguere tre cicli di avanzata e ritiro del mare, o meglio di approfondimento e assottigliamento. Una prima fase di ritiro, con prosciugamento di tutta l'area del bacino si è avuta in conseguenza del ciclo evaporitico messiniano. L'acme del ciclo evaporitico corrisponde all'acme della fase di regressione, quindi i sedimenti compresi tra la trasgressione mediomiocenica e questa regressione rappresentano un ciclo sedimentario (Ciclo mediomiocenico-messiniano); verso il termine di questo ciclo si è intercalato ai sedimenti normali una massa alloctona: AS Crotonidi, visibile all'estremo NE del bacino e probabilmente nel sondaggio Cimiti 1.

L'emiciclo di ritorno del ciclo evaporitico rappresenta la nuova ingressione del mare, ingressione che avviene per mezzo di numerosi minori cicli di avanzata e ritiro ben documentabili nella successione stratigrafica. Il mare raggiunge e localmente supera i bordi del precedente bacino miocenico; l'acme di questa ingressione si ha all'inizio del Pliocene con sedimenti che denotano un mare aperto con normali condizioni di vita (Formazione dei Cavalieri). Un'altra fase di ritiro del mare si ha all'inizio del Pliocene medio a causa probabilmente del riempimento del bacino. I sedimenti compresi tra l'acme del ciclo evaporitico e questa fase regressiva costituiscono un secondo ciclo sedimentario: Ciclo messiniano - infrapliocenico.

Al di sopra si osserva una terza trasgressione, ben documentata ai bordi del Bacino Crotonese e assai meno nelle zone centrali. In mancanza di dati, che potrebbero derivare solo da rilievi sismici, si possono prospettare due ipotesi: 1) l'oscillazione della linea di costa si è risentita solo in una fascia al bordo del bacino: la regressione avrebbe avuto cioè una piccola ampiezza; 2) l'oscillazione del livello del mare è presente anche nelle aree centrali del bacino e le sue tracce sono costituite dai li-

velli sabbiosi che si trovano frequentemente nei sondaggi a separare il Pliocene inferiore dal Pliocene medio.

L'estensione massima del mare si è raggiunta alla base del Pleistocene e probabilmente ha avuto un ordine di grandezza simile a quella del Pliocene inferiore. Nel Calabriano è iniziata una fase di regressione culminata probabilmente nel Siciliano,

la quale ha messo allo scoperto tutta l'area che attualmente è emersa. I terreni compresi tra la trasgressione medio-pliocenica e la regressione pleistocenica si riuniscono in un terzo ciclo sedimentario: Ciclo mediopliocenico-pleistocenico.

Una serie di sette ordini di terrazzi sono stati riconosciuti da SELLI (1962), il quale li data come Milazziani e Tirreniani.

TETTONICA

I brevi cenni che seguono servono solo a dar conto della distribuzione dei principali affioramenti, senza potere in nessun modo esaurire l'argomento.

I sedimenti più recenti (Ciclo mediopliocenico-pleistocenico) sono distribuiti nel Bacino Crotonese a formare una vasta conca con andamento ad arco concavo verso Est e Sud-Est. Il fianco occidentale di questa conca, cioè il fianco esterno, decorre da S. Leonardo di Cutro a Cutro, Scandale e alla foce del Neto. Il fianco interno è in gran parte sommerso dal mare; un breve tratto con andamento Nord-Sud affiora lungo la costa da Capo Cimiti a Capo Colonne.

Esternamente a questa depressione si trova un arco sollevato e quindi un'altra zona depressa ove esistono i maggiori affioramenti della Formazione di S. Mauro. Ad occidente di questo secondo arco depresso affiorano terreni del più antico Ciclo messiniano-infrapliocenico e ancora più ad occidente i terreni del Ciclo mediomiocenico-messiniano.

La struttura tettonica della grande zona depressa interna sembra nel complesso assai semplice; verso l'esterno in corrispondenza dell'affioramento dei terreni più antichi si riconosce la sovrapposizione di vari sistemi di faglie, i quali complicano notevolmente la struttura. OGNIBEN (1955) ha distinto al bordo settentrionale del bacino tre sistemi di faglie: un sistema distensivo supra-miocenico con direzione appenninica; un sistema pliocenico di carattere non distensivo con direzione NS e un sistema post-calabriano distensivo con più direzioni, ma prevalentemente NE-SW. SELLI (1962 a) disegna una sezione ove è indicata una faglia inversa post-calabriana.

Lo studio delle tavolette Belvedere di Spinello, Rocca di Neto, S. Severina e Petilia Policastro ha portato a riconoscere nei sedimenti del Ciclo mediopliocenico-pleistocenico un sistema di faglie di distensione post-calabriano. Esse hanno un andamento ENE-WSW nella parte settentrionale del

bacino e NNE-SSW nella parte sud-occidentale, cioè sono parallele nel complesso al bordo del Bacino Crotonese. Sono numerose anche le faglie con direzione normale a questo sistema principale, con rigetto comunque sempre minore.

Nel sistema principale si distinguono due tipi di faglie: nel primo tipo è rialzato il labbro interno, nel secondo tipo invece è rialzato il labbro esterno. Le faglie del secondo tipo hanno chiaramente il piano inclinato verso l'interno del bacino, cioè sono faglie dirette: questo si è potuto constatare dall'andamento della linea di affioramento e mediante sondaggi. Le tracce delle faglie di primo tipo, come ad esempio quella di Scandale disegnata da SELLI (1962), non sono facilmente interpretabili. L'andamento è parallelo al bordo del bacino e quindi si preferisce considerarle come faglie distensive, anche se talora l'andamento della linea di affioramento può lasciare adito a dubbi. Il secondo tipo di faglie forma serie di gradoni discendenti dall'esterno all'interno del bacino, collegati tra loro da faglie del primo tipo. Ne risulta una tettonica ad horst e graben: ogni horst è limitato verso l'esterno da un'unica faglia del primo tipo e verso l'interno da una serie di faglie del secondo tipo.

I sedimenti del Ciclo mediopliocenico-pleistocenico sono interessati da altre forme di dislocazione di origine sedimentaria. La prima consiste in una inclinazione degli strati verso l'interno del bacino tanto più accentuata quanto più gli strati sono antichi (entro il ciclo sedimentario), e sembra dovuta, come già notato da MIGLIORINI (1952 a b) e da OGNIBEN (1955), a una subsidenza in atto durante la sedimentazione. Il secondo tipo consiste in una compattazione differenziale, per cui le fasce di depositi arenacei si mostrano solitamente sollevate a simulare anticlinali mentre le aree prevalentemente argillose sono più depresse, come notato anche da OGNIBEN (1955).

Le faglie post-Calabrieane hanno interessato anche i terreni del Ciclo messiniano-infrapliocenico; que-

sti erano stati sottoposti inoltre ad una fase di piegamento ed erosione precedenti alla trasgressione medio-pliocenica. Le pieghe hanno asse con direzione NS; la successiva fase erosiva ha asportato un notevole spessore di sedimenti nei nuclei di anticlinali tanto che nella tavoletta Belvedere di Spinello in affioramento e nei sondaggi sono stati rinvenuti i sedimenti del ciclo più recente a contatto con la parte basale di quelli del ciclo messiniano. Piegature più intense si trovano nella parte alta dei sedimenti evaporitici, a testimoniare fasi di sollevamento relativo con slittamento superficiale dei sedimenti appena depositati.

I sedimenti del Ciclo mediomiocenico-messiniano hanno risentito ambedue queste fasi tettoniche, e inoltre hanno subito un ulteriore meno intenso piegamento prima del deposito dei sedimenti sovrastanti. Per la limitata area di affioramento non è tuttavia completamente chiara la tettonica dei sedimenti del ciclo più antico. Risulta evidente che all'acme del ciclo evaporitico si è avuta una fase di erosione; non è invece del tutto chiaro se essa sia dovuta solo al prosciugamento del bacino derivante dall'evaporazione o anche da un sollevamento relativo di alcune aree rispetto ad altre.

ABSTRACT

The Crotonese Basin is a zeugogeosyncline (see OGNIBEN, 1955) filled up with neogenic sediments transgressing on the east side of the Sila crystalline basement (Calabria). The granitic and metamorphic basement outcrops at the west border of the basin and was found at a depth of 2.542 m. by a well boring near Scandale. From Middle Miocene to Pleistocene age the sea covered all the basin and a broad band of the Sila. The basin subsided intensively with three main sedimentation cycles.

A first reduction of the sea was controlled by the Messinian evaporite cycle. The climax of the evaporite cycle was concurrent with and perhaps determining the apex of the regression, thus closing a first sedimentary cycle (Middle Miocene - Messinian cycle). At the end of this cycle a large, chaotic mass of «Argille Scagliose» was intercalated by sliding in the normal sedimentation: A.S. Crotonidi (OGNIBEN, 1955).

The second stratigraphic cycle starts with the relaxing evaporite hemicycle (the terminology of SLOSS, 1953) of Messinian age; the sea reached and locally exceeded the border of the Miocene basin at the transgressive apex in Lower Pliocene. A second reduction of the sea, due to the filling of the basin, closes the second stratigraphic cycle (Messinian - Lower Pliocene cycle).

The third transgression is well visible at the borders of the basin. For the inner area we can only work out two hypotheses: 1) the swing of the strand line concerns only a border band; 2) the swing concerns the inner part of the basin too, and its traces consist in the sandstone bed which separates Lower and Middle Pliocene beds in many oil-research wells. The apex of this transgression is of Pleistocene age and the sea reached the same extension as the Lower Pliocene sea. The regression which closes this third stratigraphic cycle (Middle Pliocene - Pleistocene cycle) began in Calabrian and ended probably in Sicilian age.

Seven orders of marine terraces of Milazzian-Tyrrhenian age were recognized by SELLI (1962).

Tectonism of the Crotonese Basin may be summarized as follows. The Middle Miocene transgression took place on a non-leveled land. A first period of folding and faulting, mainly with a tension character, took place at the end of the Middle Miocene - Messinian cycle, with NW-SE or NS axis. During the relaxing evaporite hemicycle of Messinian age intraformational folding occurred locally, probably by intensive subsidence. At the end of the Messinian - Lower Pliocene cycle the only compressive folding can be seen. The most important tectonic period, however, was in Calabrian age, and originated a widespread faulting system with NS axis at the southern end and SW-NE axis at the northern end of the basin. Structures of sedimentary origin result from differential compaction of sandstones and clays, so that many sandstone tongues simulate anticlines.

The following formations from the bottom to the top have been recognized:

S. Nicola Formation (OGNIBEN, 1955), sandstone and conglomerate, directly transgressing on the granitic and metamorphic basement, or on a soil derived from the basement.

Ponda Marly Clay (OGNIBEN, 1955), marly and siltitic clay, gradually continuous over the S. Nicola Formation. The foraminifera show Tortonian age and deepening of the sea.

Tripoli Formation (OGNIBEN, 1955), diatomite and marly clay.

Lower Evaporite Formation, marl and limestone at the bottom, and gypsum upwards. The formation represents the advancing evaporite hemicycle of Messinian age, with an erosion surface at the top.

Detrital - Saline Formation, evaporite breccia and arenite, anhydrite, rock-salt. At the bottom the main bank of rock-salt is found.

Upper evaporite Formation, alternating anhydrite, gypsum, clay and sandstone. The formation represents the relaxing evaporite hemicycle of Mes-

sinian age. Marine and brackish fauna are found in terrigenous strata alternating with evaporite beds.

Carvane Conglomerate, conglomerate, sandstone and a thin bed of clay with brackish fauna.

Cavalieri Clayey Marl, clayey marl grading at the top in siltitic marly clay. Planktonic foraminifera are prevailing and indicate Lower Pliocene age.

Zinga Sandstone (OGNIBEN, 1955), sandstone and conglomerate lenses. The formation represents a filling of the basin, and a continental deposit is found at the top.

Spartizzo Marly Clay (OGNIBEN, 1955), marly clay with brackish fauna and interbedded sandstone. The outcrops are limited to the north-west corner

of the basin, and represent deposit in a lagoon limited by a sandy bar.

Scandale Sandstone (OGNIBEN, 1955), sandstone, sand, conglomerate and marly clay. The bottom and top surfaces are time transgressing. The formation outcrops above and laterally to the Spartizzo Marly Clay.

Cutro Marly Clay, marly and siltitic clay with thin sandstone beds and very thin limestone beds; in the upper part of the formation many tripolaceous beds are visible. Age varies from Middle Pliocene to Calabrian.

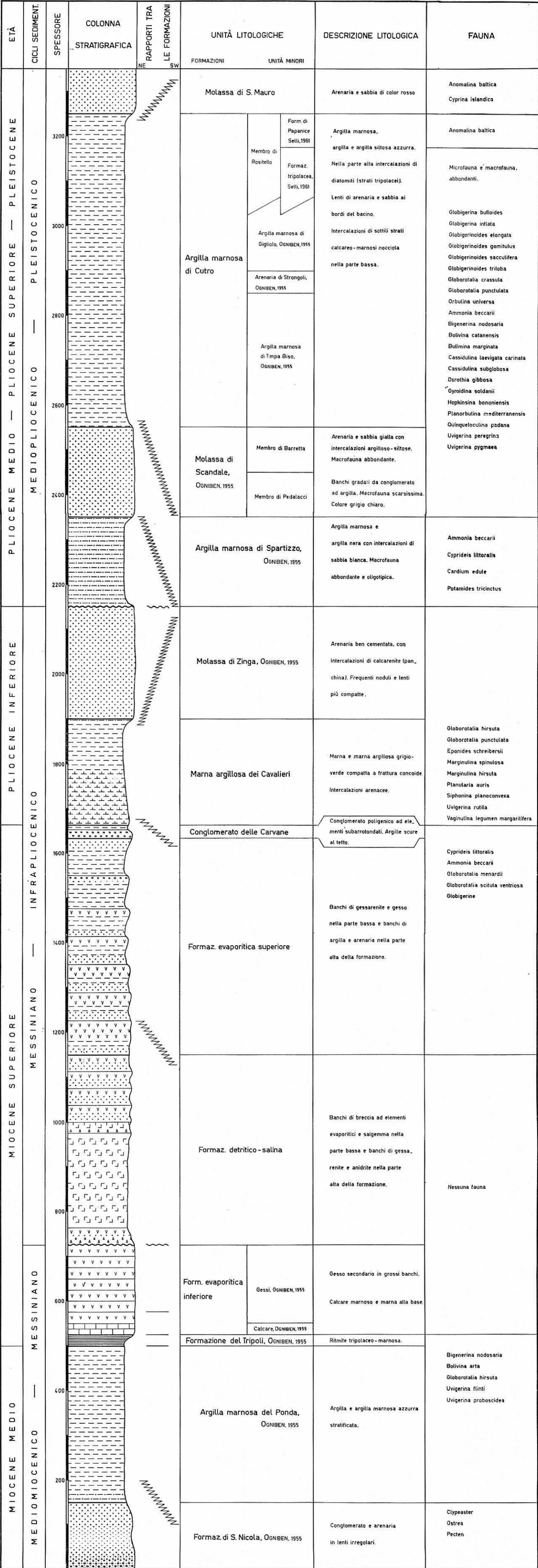
S. Mauro Sandstone, sandstone and sand. The formation constitutes a regressive deposit of Calabrian - Sicilian age.

Manoscritto presentato nel Marzo 1964

BIBLIOGRAFIA

- AGIP MINERARIA (1957) — Foraminiferi padani. *Atlante di 52 tavole*, Agip Mineraria, Milano.
- BRONZINI S. (1959) — Note sulle ricerche di gas in alcune zone del Litorale Jonico. *Atti del Conv. di Milano sui Giac. Gas. dell'Europa Occ.*, Vol. I, pp. 399-405, 6 figg.
- CARISSIMO L., D'AGOSTINO O., LODDO C., PIERI M. (1963) — Petroleum exploration by Agip Mineraria and new geological information in central and southern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf. *Sixth WPC in Frankfurt/Main, Section I*, paper 27, pp. 267-292, 20 figg., 2 tabelle.
- COTECCHIA V. (1963) — I terreni sedimentari dei dintorni di Cariati, Scala Coeli e Pietrapaola, al margine nord-orientale della Sila (Calabria). *Mem. degli Ist. di Geol. e Min. dell'Univ. di Padova*, Vol. XXIV, pp. 1-40, 22 figg., 2 tav. a colori.
- CORTESE E. (1895) — Descrizione geologica della Calabria. *Mem. Descr. della Carta Geol. d'It.*, Vol. IX, pp. 1-310, 24 figg., 5 tav. a colori.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1925) — Illustrazione dei clipeastri miocenici della Calabria. *Mem. per servire alla descr. della Carta Geol. d'It.*, Vol. IX, pt. III, pp. 1-76, 21 figg., 24 tavole.
- DE BOSNIASKI S. (1879) — Sui pesci fossili terziari delle marne di Cutro e Reggio. *Atti della Soc. Tosc. di Sc. Nat.*, Proc. Verb. 1878-79, pp. LXXXII-LXXXIII.
- DECIMA A. (1964) — Ostracodi del gen. *Cyprideis* Jones del Neogene e del Quaternario italiani. *Palaeontographia italica*, 11 figg. testo, 15 tavole, in corso di stampa.
- DROOGER C. W., PAPP A., SOCIN C. (1957) — Ueber die Grenze zwischen die elvetische und die tortonischen Stufe. *Ost. Ak. d. Wiss., Anz.* 1, pp. 1-10.
- EMILIANI C., MAYEDA T., SELLI R. (1961) — Paleotemperature Analysis of the Plio-Pleistocene Section at Le Castella, Calabria, Southern Italy. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, Vol. 72, pp. 679-688, 2 figg., 2 tavole.
- GIANNINI E. (1960) — Studio di alcune sezioni stratigrafiche nel Miocene superiore delle colline livornesi ed osservazioni sui caratteri e sui limiti del Messiniano in Toscana. *Giorn. di Geol.*, Vol. (2) XXVIII, pp. 35-58, 2 figg.
- GIGNOUX M. (1913) — Les formations marines pliocènes et quaternaires de l'Italie du Sud et de la Sicile. *Univ. Lyon Ann.*, n. s., I, Sc. Med., fasc. 36, pp. 1-693, 42 figg., 21 tavole.
- INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (1961) — Statement of principles of stratigraphic classification and terminology. *Int. Geol. Congr., Rep. of the XXI Session Norden 1960*, part XXV, pp. 7-38.
- LUCCHETTI L., TEDESCHI D., PIERI M., D'AGOSTINO O. (1959) — Relazione geologica e mineraria sulla Pianura Padana. *Atti del Conv. di Milano sui Giac. Gas. dell'Europa Occ.*, Vol. II, pp. 61-131, 14 figg., 1 tavola.
- LUCCHETTI L. (1963) — Nota introduttiva al rilevamento geologico del bordo appennino padano. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. LXXXI, fasc. 4, pp. 7-19, 1 fig.
- PAPANI G., PELOSIO G. (1963) — La serie plio-pleistocenica del T. Stirone (Parmense occidentale). *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. LXXXI, fasc. 4, pp. 293-362, 10 figg., 7 tavole.
- PERCONIG E. (1955) — Ricerche stratigrafiche e micropaleontologiche nella regione marchigiana (Foglio Ferma). *Boll. Serv. Geol. It.*, Vol. LXXVII, fasc. 2-3, pp. 199-269, 22 figg., 1 tavola.
- MIGLIORINI C. I. (1952 a) — Sunto geologico del sistema Appenninico e degli idrocarburi. *Atti VII Conv. Naz. Metano e Petrolio*, Vol. I, pp. 163-182.
- MIGLIORINI C. I. (1952 b) — Prospettive petrolifere e gassifere e ricerche nel Crotonese. *Atti VII Conv. Naz. Metano e Petrolio*, Vol. I, pp. 189-193.
- OGNIBEN L. (1953) — « Argille scagliose » ed « Argille brecciate » in Sicilia. *Boll. Serv. Geol. d'Italia*, Vol. LXXV, fasc. 1, pp. 281-289.
- OGNIBEN L. (1954) — Le « argille brecciate » siciliane. Con i rilievi di dettaglio di Grottacalda (Valguarnera, Enna), Passarello (Licata, Agrigento), Zubbi (S. Cataldo, Caltanissetta). *Mem. degli Ist. di Geol. e Min. dell'Univ. di Padova*, Vol. XVIII, pp. 1-92, 36 figg., 5 tav. a colori.
- OGNIBEN L. (1955) — Le argille scagliose del Crotonese. *Mem. e note Ist. Geol. Appl. Napoli*, Vol. VI, pp. 1-72, 2 figg., 2 tav. a colori.
- OGNIBEN L. (1957) — Petrografia della Serie Solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative. *Mem. descr. della Carta Geol. d'It.*, Vol. XXXIII, pp. 1-276, 100 figg.
- OGNIBEN L. (1958) — Stratigrafia e microfaune della zona di Caiazzo (Caserta). *Riv. It. Pal. e Strat.*, Vol. LIV, n. 2 pp. 89-142, n. 3 pp. 199-286, 8 tavole.
- OGNIBEN L. (1962) — Le Argille Scagliose e i sedimenti messiniani a sinistra del Trionto (Rossano, Cosenza). *Geologica Romana*, Vol. I, pp. 255-282, 8 figg., 2 tav. a colori.

- QUITZOW H. W. (1935) — Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete. *Abh. d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Mat., Phys. Kl., III Folge, H. 13*, pp. 63-179, 58 figg.
- RUGGIERI G. (1949) — Il terrazzo marino presiciliano della penisola di Crotona. *Giorn. di Geologia*, Vol. (2) XX, pp. 39-62, 3 figg.
- RUGGIERI G. (1950) — Tracce di trasgressioni medio-plioceniche nell'Appennino romagnolo. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. LXIX, fasc. 1, pp. 65-68, 1 fig.
- RUGGIERI G. (1953) — Età e faune di un terrazzo marino sulla costa ionica della Calabria. *Giorn. di Geologia*, Vol. (2) XXIII, pp. 19-168, 3 figg., 5 tavole.
- RUGGIERI G. (1956) — I lembi miocenici del Livornese nel quadro della tettonica dell'Appennino. *Rend. Atti Acc. Sc. Istituto Bologna*, Vol. (XI) III, pp. 1-12.
- RUGGIERI G. (1957) — Geologia e stratigrafia della sommità del terziario a Castrocaro (Forlì). *Giorn. di Geologia*, Vol. (2) XXVI, pp. 1-52, 1 fig.
- RUGGIERI G. (1958) — Gli esotici neogenici della colata gravitativa della Val Marecchia (Appennino Romagnolo). *Atti dell'Acc. di Sc. Lettere ed Arti di Palermo*, Vol. (IV) XVII, pt. I, pp. 1-169, 3 figg., 8 tavole.
- RUGGIERI G. (1961) — Alcune zone biostratigrafiche del Pliocene e del Pleistocene Italiano. *Riv. It. di Pal. e Strat.*, Vol. LXVII, n. 4, pp. 405-417, 1 fig.
- RUGGIERI G., SELLI R. (1950) — Il Pliocene e il Postpliocene dell'Emilia. *Int. Geol. Congr.*, XVIII Sess., part. IX, pp. 85-93.
- SELLI R. (1951) — I caratteri geologici della regione marchigiana. *Giorn. di Geologia*, Vol. (2) XXI, pp. 99-125, 1 tavola.
- SELLI R. (1954) — Il bacino del Metauro. *Giorn. di Geologia*, Vol. (2) XXIV, pp. 1-268, 4 figg., 13 tavole (3 a colori).
- SELLI R. (1957) — Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giorn. di Geol.*, Vol. (2) XXVI, pp. 1-54, 9 tavole.
- SELLI R. (1960) — Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostratotipo. *Giorn. di Geologia*, Vol. (2) XXVIII, pp. 1-33 2 figg.
- SELLI R. (1962 a) — Le Quaternaire marin du versant Adriatique-Ionien de la péninsule italienne. *Quaternaria*, Vol. VI, pp. 391-413, figg., 1 tavola.
- SELLI R. (1962 b) — Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. *Mem. della Soc. Geol. Italiana*, Vol. III, pp. 737-789, 1 fig., 1 tavola.
- SIGNORINI R. (1942) — Cenni sulla formazione gessoso-salifera del bacino del Neto in Calabria. *Rend. R. Acc. Sc. Fis. Mat. Nat. Soc. R. di Napoli*, Vol. (4) 12, pp. 1-16.
- SLOSS L. L. (1953) — The significance of evaporites. *Journ. Sed. Petr.*, Vol. 23, pp. 143-161, 8 figg., 1 tavola.
- SOCIN C. (1959) — Una proposta per il limite cronologico Elveziano-Tortoniano. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. LXXVII, fasc. I, pp. 27-38.
- TREVISAN L. (1952) — Sul complesso sedimentario del Miocene superiore e Pliocene della Val Cecina e sui movimenti tettonici tardivi in rapporto ai giacimenti di lignite e di salgemma. *Boll. Soc. Geol. It.*, Vol. LXX, pp. 65-78, 6 figg.



- 1

1 - Conglomerato - Conglomerate.
- 2

2 - Arenaria e sabbia - Sandstone and sand.
- 3

3 - Argilla e arenaria intercalate - Interbedded sandstone and clay.
- 4

4 - Argilla e argilla marnosa - Clay and marly clay.
- 5

5 - Marna e marna argillosa - Marl and clayey marl.
- 6

6 - Calcare - Limestone.
- 7

7 - Gesso e anidrite - Gypsum and anhydrite.
- 8

8 - Salgemma - Rock-salt.
- 9

9 - Breccia ad elementi evaporitici - Evaporite breccia.
- 10

10 - Tripoli - Tripoli.
- 11

11 - La superficie tra le due formazioni è tempo trasgressiva; l'intervallo lungo il quale è indicato il simbolo indica l'intervallo nel quale le formazioni passano lateralmente una all'altra.
-The surface between the two formations is time-transgressing; the height of the symbol indicates the interval of eteropy between the two formations.
- 12

12 - Le due formazioni sono separate da una superficie di trasgressione.
-A transgression surface separates the two formations.
- 13

13 - La superficie di separazione è quasi isocrona.
-The parting surface is nearly isochronous.

TAVOLA II

TAVOLA II

Distribuzione nel Bacino Crotonese dei maggiori affioramenti delle seguenti formazioni:

- 1) Evaporitica inferiore.
- 2) Detritico - salina ed Evaporitica superiore.
- 3) Conglomerato delle Carvane.
- 4) Molassa di Zinga.
- 5) La linea tratteggiata indica il limite occidentale degli affioramenti dei sedimenti neogenici.
- 6) Sondaggi per ricerche di idrocarburi:
 - Ca 1 - Capo Cimiti n. 1 (Montecatini).
 - S 1 - Scandale n. 1 (Montecatini).
 - C 1 - Scandale n. 1 (Sori).
 - RN 1 - Rocca di Neto n. 1 (Montecatini).

PLATE II

Distribution in the Crotonese Basin of the main outcrops of following formations:

- 1) Lower Evaporite Formation.
- 2) Detrital Saline Formation.
- 3) Carvane Conglomerate.
- 4) Zinga Sandstone.
- 5) The hatched line shows the west boundary of the neogenic sedimentary rocks.
- 6) Oil research wells:
 - Ca 1 - Capo Cimiti n. 1 (Montecatini).
 - S 1 - Scandale n. 1 (Montecatini).
 - C 1 - Scandale n. 1 (Sori).
 - RN 1 - Rocca di Neto n. 1 (Montecatini).

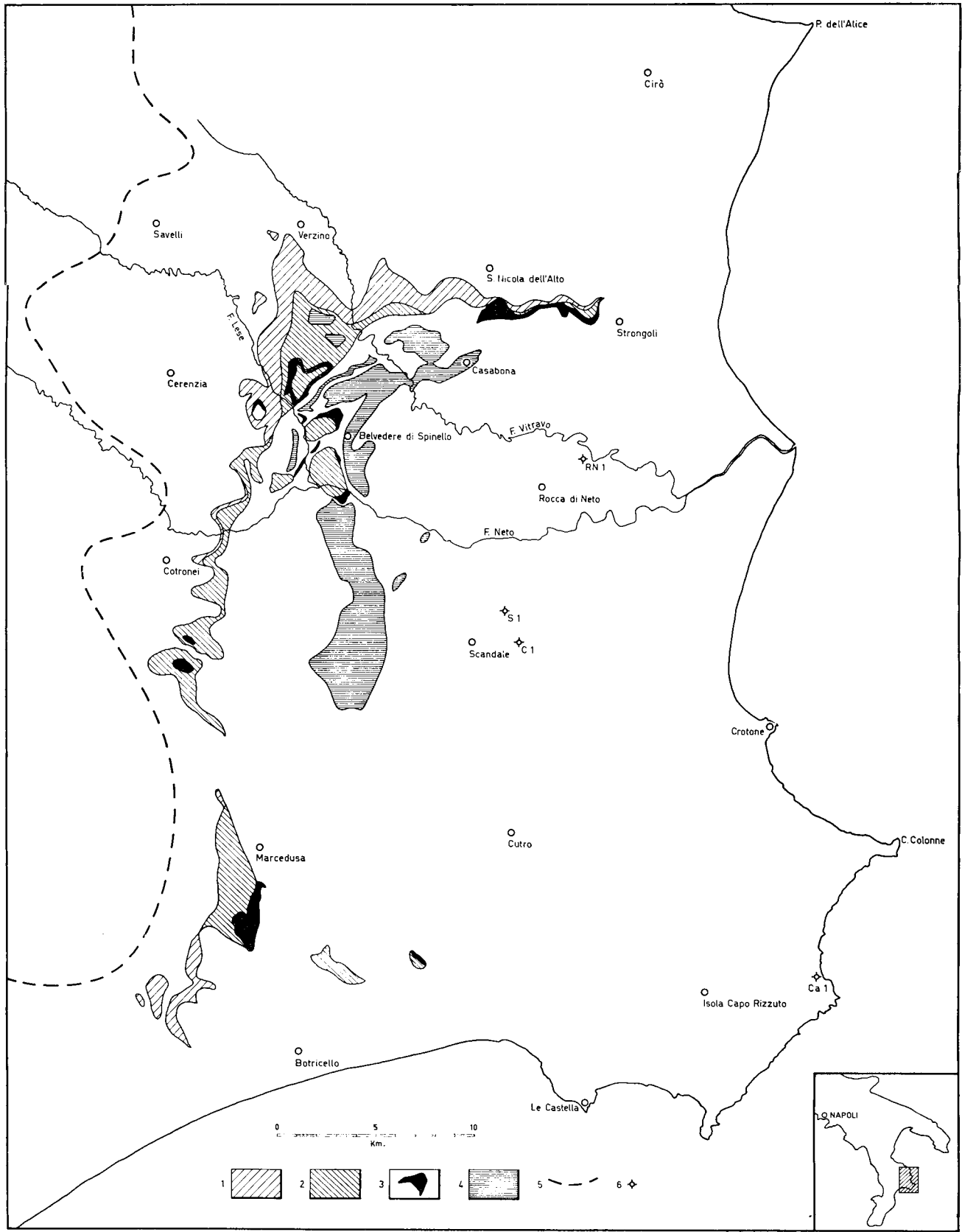


TAVOLA IV

TAVOLA IV

Carta schematica mostrante la distribuzione delle facies nel ciclo medio-pliocenico - pleistocenico:

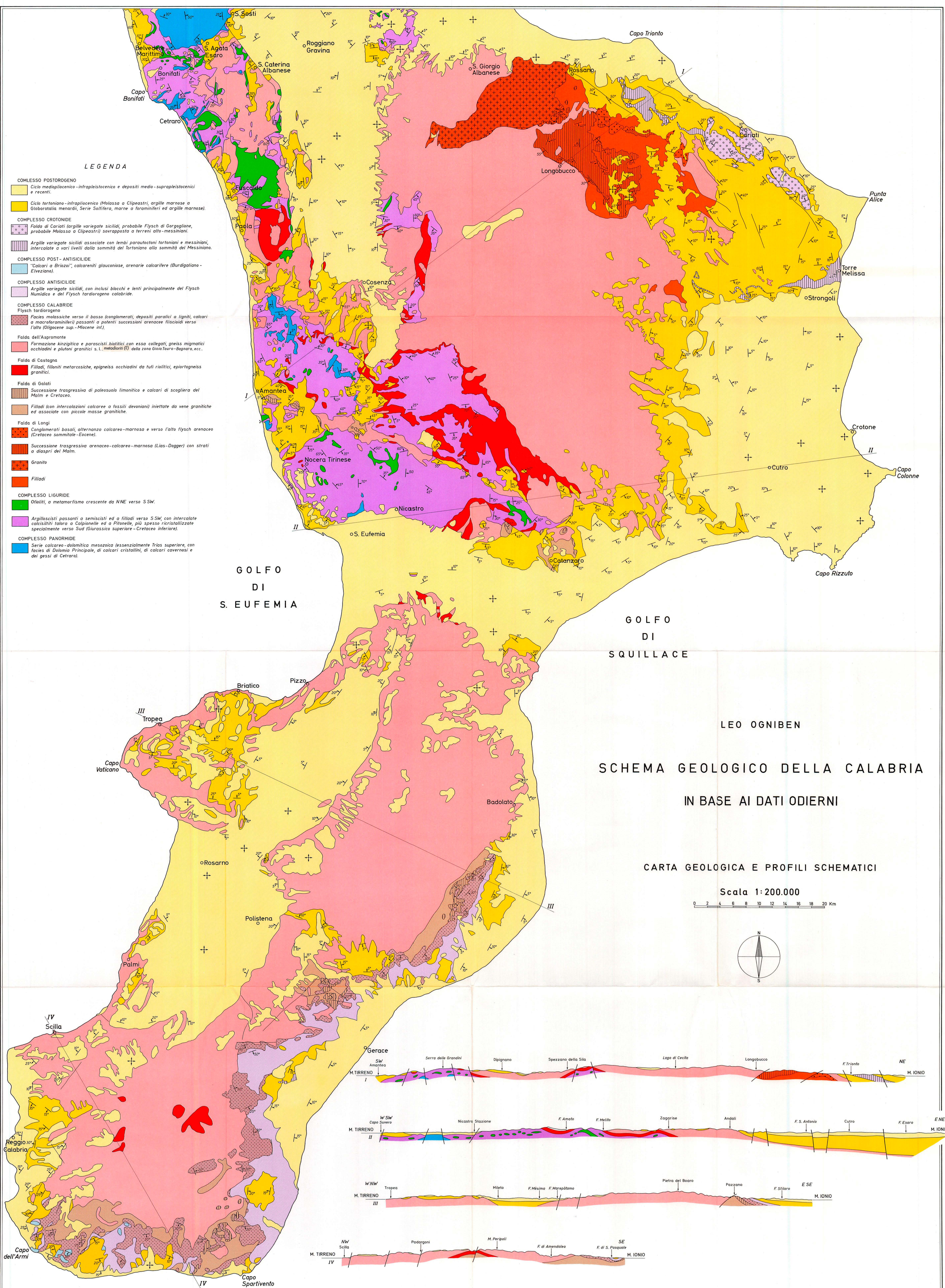
- 1 - Affioramenti della Molassa di S. Mauro.
- 2 - Area nella quale tutta la trasgressione è rappresentata da sedimenti pelitici (Argilla marnosa di Cutro).
- 3 - Area nella quale si ha il completo passaggio laterale tra la Molassa di Scandale e l'Argilla di Cutro.
- 4 - Area di sedimentazione del Membro di Pedalacci (Molassa di Scandale).
- 5 - Area di sedimentazione della Argilla marnosa di Spartizzo.

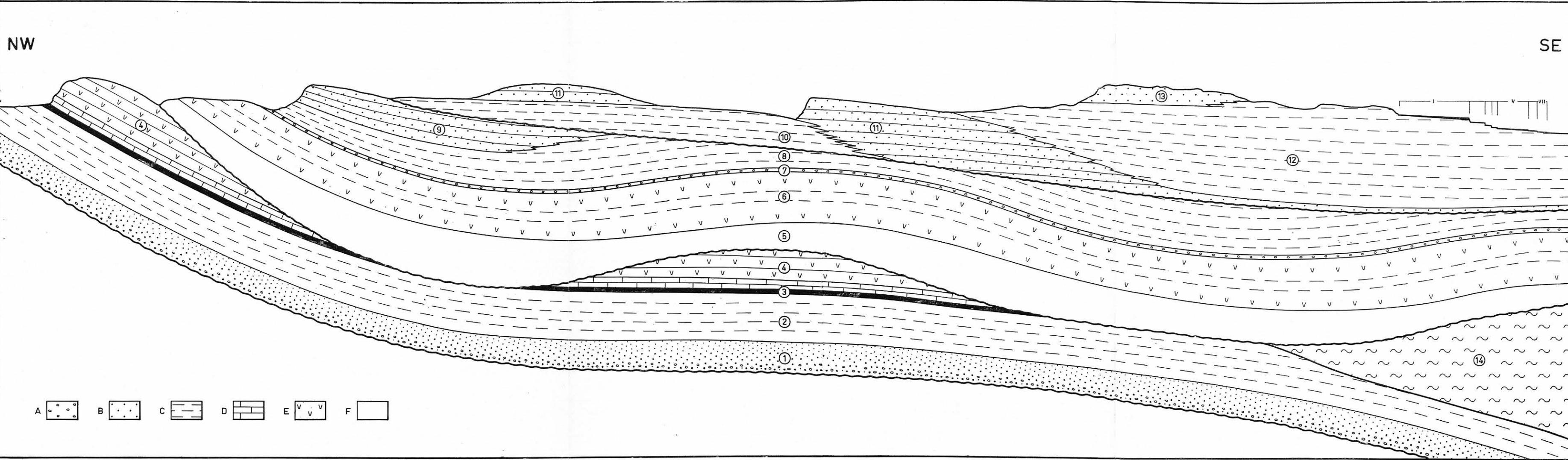
PLATE IV

Sketch map showing the distribution of the facies of the Middle Pliocene - Pleistocene sedimentary cycle:

- 1 - Outcrops of the S. Mauro Sandstone.
- 2 - Area in which the transgressive deposits are given by pelitic sediments only (Cutro Marly Clay).
- 3 - Area in which the Scandale Sandstone grades laterally into the Cutro Marly Clay.
- 4 - Sedimentation area of the Pedalacci Member (Scandale Sandstone).
- 5 - Sedimentation area of the Spartizzo Marly Clay.







- A - Conglomerato - Conglomerate.
- B - Arenaria e sabbia - Sandstone and sand.
- C - Argilla e marna - Clay and marl.
- D - Calcare - Limestone.
- E - Gesso - Gypsum.
- F - Salgemma e breccia ad elementi evaporitici - Rock-salt and evaporite breccia.

- 1 - Formazione di S. Nicola - S. Nicola Formation.
- 2 - Argilla marnosa del Ponda - Ponda Marly Clay.
- 3 - Formazione del Tripoli - Tripoli Formation.
- 4 - Formazione evaporitica inferiore - Lower Evaporite Formation.
- 5 - Formazione detritico-salina - Detrital Saline Formation.

- 6 - Formazione evaporitica superiore - Upper Evaporite Formation.
- 7 - Conglomerato delle Carvane - Carvane Conglomerate.
- 8 - Marna argillosa dei Cavalieri - Cavalieri Clayey Marl.
- 9 - Molassa di Zinga - Zinga Sandstone.
- 10 - Argilla marnosa di Spartizzo - Spartizzo Marly Clay.
- 11 - Molassa di Scandale - Scandale Sandstone.

- 12 - Argilla marnosa di Cutro - Cutro Marly Clay.
- 13 - Molassa di S. Mauro - S. Mauro Sandstone.
- 14 - Massa alloctona - Alloctonous mass.
- I - VII - Terrazzi marini - Marine terraces.